

Erosión y redistribución del suelo en
agroecosistemas mediterráneos:
Modelización predictiva mediante SIG
y validación con ^{137}Cs
(Cuenca de Estaña, Pirineo Central)

TESIS DOCTORAL

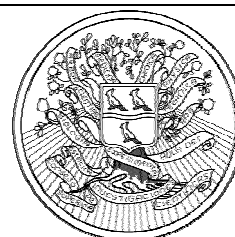
Manuel López Vicente

Zaragoza, 20 de Diciembre de 2007

Departamento de Suelo y Agua
Estación Experimental de Aula Dei, Zaragoza – CSIC



CONSEJO SUPERIOR
DE INVESTIGACIONES
CIENTÍFICAS



Departamento de Ciencias de la Tierra (Área de Geodinámica Externa)
Facultad de Ciencias – Universidad de Zaragoza



La Dra. Ana Navas Izquierdo, Investigadora Científica del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) en la Estación Experimental de Aula Dei,

CERTIFICA:

Que Don Manuel López Vicente ha realizado bajo mi dirección el trabajo que, para optar al grado de Doctor en Geología, presenta con el Título:

Erosión y redistribución del suelo en agroecosistemas mediterráneos:
Modelización predictiva mediante SIG y validación con ^{137}Cs (Cuenca
de Estaña, Pirineo Central)

Que la aprobación del Proyecto de la presente Tesis Doctoral fue el: 20 / 09 / 2006,
por el Departamento de Ciencias de la Tierra – GEODINÁMICA EXTERNA.

Y para que así conste, firmo la presente Certificación en Zaragoza a diez de octubre
de dos mil siete.

Fdo.: Dra. Ana Navas Izquierdo

A mis padres, Daniel y Victoria

Agradecimientos

He realizado este trabajo de investigación por el que opto al Grado de Doctor en el Departamento de Suelo y Agua de la Estación Experimental de Aula Dei – CSIC, en Zaragoza, al que quiero agradecer la hospitalidad y los medios prestados. Esta investigación se ha realizado bajo la dirección de la Dra. Ana Navas Izquierdo, con quien he aprendido a caminar a través del fascinante mundo de la investigación. He disfrutado de una beca – contrato del Plan Nacional de Formación de Personal Investigador del Ministerio de Educación y Ciencia (FPI–MEC) asociada a los proyectos de la CICYT REN2002-02702/GLO y CICYT CGL2005-02009/BTE.

Quiero aprovechar estas líneas para mostrar mi agradecimiento a todas las personas que me han ayudado a lo largo de estos cuatro últimos años en el desarrollo de la Tesis Doctoral, a quienes me han ensañado nuevos conocimientos y con quienes he disfrutado en esta etapa de mi vida.

- Del Grupo de Erosión y Evaluación de Suelo y Agua de la EEAD quiero agradecer la ayuda y dedicación mostrada a los Drs. Javier Machín y Santiago Beguería, a Maribel Poc, Tere López, Leticia Gaspar, Conchita Sánchez y Sofía Alcrudo.
- Del *Biological Systems Engineering Department (Washington State University, USA)* a los Drs. Claudio Stöckle y Javier Marcos, y a Roger Nelson.
- Del *Center for Remote Sensing (Boston University, USA)* a los Drs. Magali Koch y Amin Shaban, y a Gloria Molina.
- Del Instituto Pirenaico de Ecología a los Drs. Sergio Vicente y Jesús Martínez, y a MariPaz Errea.
- De la Universidad de Zaragoza a los Drs. Juan Mandado, Gloria Desir, y Carlos Sancho.
- De la Estación Experimental de Aula Dei a los Drs. Jorge Álvaro, David Moret, Neri Zapata, y José Luís Arrúe, a Tere Guillamón, Ricardo Gracia, Pepa Salvador, David Camón, y a todos los becarios del Campus con quienes he compartido este tiempo.

Quiero agradecer el cariño y la atención que me han dado, y la paciencia que han tenido, a mis padres, Daniel y Victoria, a mi hermano Daniel, a Mónica, a Linda y a mis amigos.

Índice

Capítulo 1. Introducción y Objetivos	15
1.1 Erosión del suelo	15
1.1.1 Historia y situación actual de la investigación en erosión	15
1.1.2 Erosión hídrica y exportación del sedimento: procesos y factores de control	17
1.1.3 Afecciones económicas y ambientales de la pérdida de suelo, medidas de conservación y legislación vigente	25
1.2 Métodos de cuantificación y modelización de la erosión	28
1.2.1 Técnicas de medida directa	28
1.2.2 Modelización predictiva	29
1.3 Objetivos	32
Capítulo 2. Cuenca de Estaña: Caracterización fisiográfica y cálculo de parámetros de los modelos de erosión	35
2.1 Situación geográfica y marco geológico	36
2.2 Modelo Digital de Elevaciones (MDE)	38
2.2.1 Validación y corrección del MDE comercial frente a la realidad terreno	38
2.2.2 Parámetros derivados del MDE-2	41
2.2.3 Mapa topográfico	47
2.3 Geomorfología	48
2.3.1 Metodología	49
2.3.2 Mapa litológico	50
2.3.3 Mapa geomorfológico	50
2.4 Los suelos en la Cuenca de Estaña	54
2.4.1 Mapa de suelos	55
2.4.2 Propiedades físico – químicas de las muestras de suelo	60
2.5 Usos del suelo y cubierta vegetal	71
2.5.1 Mapa de usos del suelo	71
2.5.2 Parámetros de las cubiertas vegetales y usos del suelo	73
2.6 Análisis y generación de variables climáticas	75
2.6.1 Estaciones climáticas disponibles	75
2.6.2 Estación meteorológica reconstruida de Estaña	79
2.6.3 Evapotranspiración potencial y real	79
Capítulo 3. Cálculo de la erosión en la Cuenca de Estaña: aplicación de los modelos RUSLE y RMMF	81
3.1 Aplicación del modelo empírico RUSLE	81
3.1.1 La ecuación RUSLE de pérdida de suelo	81
3.1.2 Factor de erosividad de la lluvia y de la escorrentía (R)	84
3.1.3 Factor de erodibilidad del suelo (K)	94
3.1.4 Factor topográfico (LS)	102
3.1.5 Factor de gestión del suelo y de las cubiertas (C)	107
3.1.6 Factor de las medidas de conservación del suelo (P)	117
3.1.7 Pérdida de suelo anual: resultados y discusión	125
3.1.8 Conclusiones	131
3.2 Aplicación del modelo físico RMMF	133

3.2.1 El modelo RMMF de pérdida de suelo	133
3.2.2 Desagregación del suelo por salpicadura	135
3.2.3 Desagregación del suelo por la escorrentía	139
3.2.4 Capacidad de transporte de la escorrentía	140
3.2.5 Resultados: desagregación y capacidad de transporte	140
3.2.6 Pérdida de suelo anual	144
3.2.7 Conclusiones	148
3.3 Análisis comparativo de los modelos RUSLE y RMMF	149
3.3.1 Relación entre parámetros fisiográficos y tasas de erosión	149
3.3.2 Análisis comparativo de los mapas de erosión RUSLE y RMMF	150
Capítulo 4. Variabilidad temporal y espacial de la escorrentía y de la erosión. Redistribución del suelo en la Subcuenca Piloto y validación con ¹³⁷Cs	153
4.1 Identificación de periodos erosivos	154
4.1.1 Características de los periodos erosivos	156
4.2 Aplicación y adaptación de algoritmos de flujo acumulado para el cálculo de la escorrentía efectiva y de la pérdida de suelo en la Cuenca del Estanque Grande de Abajo	161
4.2.1 Adaptación del modelo RMMF para el cálculo de la escorrentía efectiva	161
4.2.2 Resultados	166
4.2.3 Conclusiones	172
4.3 SERT (<i>Soil Erosion and Redistribution Tool</i>): Propuesta de un modelo físico de redistribución del suelo. Aplicación en la Subcuenca Piloto	173
4.3.1 El modelo SERT de redistribución del suelo	173
4.3.2 Aplicación del modelo SERT	178
4.3.3 Conclusiones	184
4.4 Redistribución del suelo en la Subcuenca Piloto mediante ¹³⁷ Cs y validación del modelo SERT	186
4.4.1 Redistribución del suelo en la Subcuenca Piloto mediante ¹³⁷ Cs	186
4.4.2 Validación del modelo SERT con ¹³⁷ Cs	189
Capítulo 5. Conclusiones	191
Bibliografía	195

Índice de tablas y figuras

Tabla 1.1 Superficie mundial afectada por distintos tipos y causas de erosión (tomado de Oldeman, 1994).	16
Tabla 1.2 Superficie continental afectada por la erosión del suelo por uso del terreno (tomado de Oldeman, 1994).	16
Tabla 2.1 Elevación, pendiente, área, perímetro, longitud del principal curso de agua (MSL), e índices de elongación (E) y circularidad (c) para cada cuenca del área de estudio.	46
Tabla 2.2 Valores del parámetro A de la Eq. (2.11) para los diferentes tipos de textura según Carsel y Parrish (1988).	59
Tabla 2.3 Estadística de propiedades físicas y químicas del suelo en la Cuenca de Estaña y en la Subcuenca Piloto.	66
Tabla 2.4 Contenido volumétrico de agua por tipo de suelo en los puntos de muestreo de la Subcuenca Piloto medidos en primavera, y en los puntos de control en verano, otoño e invierno.	67
Tabla 2.5 Valor medio, mínimo, máximo y desviación típica de ^{137}Cs en los suelos de la Subcuenca Piloto (n = 266).	68
Tabla 2.6 Valores promedio de las propiedades físico – químicas en los suelos de la Cuenca de Estaña.	70
Tabla 2.7 Comunidad vegetal, superficie y parámetros asociados a los distintos usos y cubiertas vegetales de la Cuenca de Estaña.	74
Tabla 2.8 Localización, datos y serie temporal disponible de las estaciones meteorológicas seleccionadas.	77
Tabla 3.1 Parámetros de entrada incluidos en el modelo RUSLE.	82
Tabla 3.2 Valores de erosividad de la lluvia y de la escorrentía (EI_{30} , $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$), de intensidad máxima (I_{30} , mm h^{-1}), del promedio mensual y anual de los eventos de lluvia erosiva identificados, y anuales del factor R de erosividad ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ año}^{-1}$).	93
Tabla 3.3 Clases de permeabilidad y de estructura según USDA (1983), Rawls et al. (1982) y Hudson (1982).	95
Tabla 3.4 Erodibilidad en los suelos de la Cuenca de Estaña.	101
Tabla 3.5 Valores del subfactor Pt para distintas longitudes de terraza, en ausencia de drenaje subsuperficial.	123
Tabla 3.6 Superficie del área de estudio asociada a diferentes niveles de erosión.	127
Tabla 3.7 Pérdida de suelo anual para diferentes usos del suelo.	128
Tabla 3.8 Pérdida de suelo anual por unidad geomorfológica en la Cuenca de Estaña.	130
Tabla 3.9 Pérdida de suelo anual por tipo de suelo.	131
Tabla 3.10 Parámetros de entrada incluidos en el modelo RMMF.	134
Tabla 3.11 Propuestas para el cálculo de la energía cinética en función de la intensidad de la precipitación, y extensión geográfica adecuada para su utilización.	137
Tabla 3.12 Valores de los parámetros de erodibilidad (K) y cohesión (COH) del suelo por tipo de textura.	139
Tabla 3.13 Superficie de la Cuenca de Estaña con diferentes niveles de erosión.	145
Tabla 3.14 Pérdida de suelo anual por uso del suelo y cubierta de vegetación.	146
Tabla 3.15 Pérdida de suelo anual por unidad geomorfológica.	147
Tabla 3.16 Pérdida de suelo anual por tipo de suelo.	147
Tabla 4.1 Duración (T) y valores característicos de erosividad (EI_{30}), intensidad máxima (I_{30}), duración del evento erosivo (EEt), porcentaje de eventos erosivos (EE), número de ciclos de hielo – deshielo (F–T), humedad antecedente del suelo (θ_s), erodibilidad del suelo (K), factor de gestión de las cubiertas (SLR_i) y pérdida de suelo mensual y total para cada periodo erosivo.	159
Tabla 4.2 Nombre, características, autor y año de aparición de los algoritmos de flujo acumulado más frecuentes.	163
Tabla 4.3 Estadística básica del volumen de escorrentía efectiva acumulada anual estimada mediante los algoritmos D8, MD, MDD8-2 y MDD8-G para la Cuenca del Estanque Grande de Abajo.	167
Tabla 4.4 Erosión del suelo anual por uso de suelo y tipo de algoritmo aplicado al modelo RMMF mejorado, en la Cuenca del Estanque Grande de Abajo.	169
Tabla 4.5 Erosión y redistribución del suelo anual por unidad geomorfológica y tipo de algoritmo aplicado al modelo RMMF mejorado en la Cuenca del Estanque Grande de Abajo.	171
Tabla 4.6 Parámetros de entrada del modelo SERT.	174
Tabla 4.7 Superficie de la Subcuenca Piloto afectada por diferentes rangos de pérdida y acumulación de suelo.	188

Fig. 1.1 Esquema representativo de diferentes tipos y procesos de erosión y redistribución del suelo a escala de cuenca (Tomado de Morgan, 1995) y de detalle (a). Erosión y transporte de partículas por un cauce efímero (b).	18
Fig. 1.2 Pérdida de suelo, y tasas de transporte y exportación de sedimento en una cuenca de 544 km ² en Idaho, EE.UU. (a; tomado de Fernández et al., 2003). Relación entre el área de drenaje y la tasa de exportación de sedimento en España (b; Tomado de De Vente et al., 2007). Acumulación de sedimentos en el embalse de Barasona, Pirineo Central oscense (c; Tomado de Navas et al., 2004).	19
Fig. 1.3 Intercepción, trascolación y escorrentía cortical de la lluvia en la cubierta de vegetación (a). Porcentaje de lluvia interceptada por la vegetación en función de la intensidad de la tormenta (b; Tomado de Llorens et al., 1997).	21
Fig. 1.4 Zonas de regadío en la Cuenca Hidrológica del Ebro (a; tomado de www.chebro.es). Erosión remontante en cultivos de cereal en Villareal de Huerva (Zaragoza) debido a las lluvias intensas de la primavera de 2007 (b).	22
Fig. 1.5 Incremento de la temperatura global durante 1856–2005 (a; Tomado de Jones et al., University of East Anglia, Norwich, UK). Anomalías de precipitación en Italia durante 1675–2002 (b; tomado de Diodato, 2007).	23
Fig. 1.6 Taza de salpicadura (a; tomado de Morgan, 1995). Diferentes perfiles tipo de ¹³⁷ Cs en laderas (b; tomado de Navas y Walling, 1992).	29
Fig. 1.7 Publicaciones en revistas del SCI de los principales modelos de predicción de la erosión (a) y de los radiotrazadores ¹³⁷ Cs, ²¹⁰ Pb y ⁷ Be (b) durante el periodo 1990–2006 (Fuente: ISI Web of Knowledge).	31
Fig. 2.1 Situación geográfica de la zona de estudio en la provincia de Huesca, en el límite entre las cuencas de los ríos Cinca y Noguera Ribagorzana.	36
Fig. 2.2 Situación geológica de la zona de estudio en la vertiente surpirenaica central y occidental (a; tomado de Tejero y Fernández-Gianotti, 2004), en el mapa geológico simplificado de la zona de estudio (b; tomado y modificado de www.chebro.es), y en el paleopolje de Saganta (c; tomado y modificado de Sancho Marcén, 1988).	37
Fig. 2.3 Modelo digital de elevaciones comercial (MDE-1) de la hoja 289-III-III (E. 1:25.000) y situación de la zona de estudio (a). Mapa de las cuencas hidrológicas generadas a partir del MDE-1 (b).	38
Fig. 2.4 Curvas de nivel derivadas del MDE-1 cada 3 metros, y puntos de medida de altitud mediante GPS y ETT (a) y curvas de nivel del MDE-2 (b). MDE-2 de la zona de estudio en formato raster (c) y mapa de las cuencas hidrológicas derivadas a partir del MDE-2 (d).	40
Fig. 2.5 Mapa de errores del MDE-1 (a) y porcentaje del área de estudio con diferentes rangos de error (b).	41
Fig. 2.6 Mapas de pendiente (a), curvatura (b), plano de convexidad (c), y radiación solar anual total (d) de la Cuenca de Estaña.	42
Fig. 2.7 Mapa del flujo acumulado en la Cuenca de Estaña según los algoritmos D8 (a), MD (b) y MDD8-2 (c); e imagen tridimensional de detalle del flujo acumulado según los algoritmos D8 (d), MD (e) y MDD8-2 (f).	43
Fig. 2.8 Perfiles topográficos de dirección N – S de las cuencas “Dolina NO-1” y del Estanque de Arriba (a), de las cuencas “Dolina NE-1” y “Dolina NE-2” (b), y E – O de las cuencas del Estanque de Arriba y del Estanque Grande de Abajo (c).	45
Fig. 2.9 Mapa topográfico de la Cuenca de Estaña.	47
Fig. 2.10 Ilustración de un barranco desarrollado sobre materiales arcillo – yesíferos de la Facies Keüper por erosión hídrica de flujo múltiple (a), y de afloramientos de yeso masivo (b), de calizas (c), y de arcillas rojas con cristales de yeso (d). Mapa litológico de la Cuenca de Estaña (e). Perfil topográfico de dos cárcavas situadas en la Cuenca del Estanque Grande de Abajo, de orientación N – S (f) y E – O (g).	51
Fig. 2.11 Mapa geomorfológico de la Cuenca de Estaña (a) y de las cuencas Dolina SO-1 y Dolina SO-2 (b).	53
Fig. 2.12 Situación de los puntos de muestreo en la Cuenca de Estaña (a), y en la Subcuenca Piloto (b).	55
Fig. 2.13 Mapa de las unidades (a) y grupos (b) de suelo (FAO, 1998) en la Cuenca de Estaña (Machín, comunicación personal). Mapa de profundidad de muestreo superpuesto con los mapas de pendiente reclasificada y de los grupos de suelo (c), y mapa final elaborado de profundidad del suelo (d).	58
Fig. 2.14 Infiltrómetro de Guelph (a) y de minidisco (b). Curvas de infiltración de conductividad hidráulica saturada (c) y no saturada (d) en cuatro tipos de suelo representativos de la Cuenca de Estaña.	60
Fig. 2.15 Equipos de medida del contenido volumétrico de agua el suelo a capacidad de campo (a), punto de marchitez (b) y en condiciones iniciales o estado de humedad precedente del suelo (c).	62
Fig. 2.16 Mapa del porcentaje en peso de la fracción > 2 mm del suelo en la Cuenca de Estaña (a) y en la Subcuenca Piloto (b).	63
Fig. 2.17 Mapas de densidad aparente en la Cuenca de Estaña (a) y en la Subcuenca Piloto (b). Clasificación textural de las muestras de suelo en la Cuenca de Estaña y en la Subcuenca Piloto (c).	64
Fig. 2.18 Mapa del contenido volumétrico de agua en el suelo a capacidad de campo (a), punto de marchitez permanente (b) y contenido en agua disponible para las plantas (c) en la Cuenca de Estaña.	64

Fig. 2.19 Mapa del contenido volumétrico de agua en el suelo a saturación (a), a capacidad de campo (b) y medido sobre el terreno en junio de 2007 (c) en la Subcuenca Piloto.	65
Fig. 2.20 Mapa del contenido en materia orgánica en la Cuenca de Estaña y en la Subcuenca Piloto.	66
Fig. 2.21 Equipo de análisis de radiación gamma Canberra Industries (a). Imagen de la aplicación <i>Genie 2000 Gamma Acquisition & Analysis V2.1A</i> y espectro tipo de diferentes radionucleidos.	68
Fig. 2.22 Variabilidad de propiedades físico – químicas por tipo de suelo, representado mediante diagramas de caja.	69
Fig. 2.23 Vegetación característica de la zona de estudio: vegetación de ribera con chopos alrededor del Estanque Grande de Abajo (a), cultivo de cebada con un bosque de quejigos al fondo (b), y vegetación arbustiva dispersa en un suelo altamente degradado (c).	72
Fig. 2.24 Mapa de usos del suelo y cubiertas de vegetación de la Cuenca de Estaña.	73
Fig. 2.25 Mapa de las estaciones meteorológicas disponibles a escala regional. INM-MMA: Instituto Nacional de Meteorología – Ministerio de Medio Ambiente; SAIH-CHE: Sistema Automático de Información Hidrológica, Confederación Hidrográfica del Ebro; SIAR-GA: Servicio Integral de Asesoramiento al Regante – Gobierno de Aragón; Meteocat-GC: Servicio meteorológico de Cataluña, <i>Generalitat de Catalunya</i> .	76
Fig. 2.26 Histograma de precipitación mensual y temperatura mínima y máxima mensual de las estaciones meteorológicas de Benabarre (a) y Camporrélls (b). Histograma de precipitación mensual para el periodo normal de referencia y para el periodo 1997 – 2006 de la estación meteorológica de Canelles (c). Precipitación anual y promedio cada cinco años de la estación meteorológica de Canelles, referido a la media anual del periodo normal de referencia (1961 – 1990) (d).	78
Fig. 2.27 Correlación de los valores de precipitación entre las estaciones de Benabarre – Camporrélls (a) y Benabarre – Canelles (b).	79
Fig. 2.28 Precipitación y temperatura mínima y máxima mensual (a), y valores climáticos completos diarios para un año representativo en la Cuenca de Estaña obtenidos mediante el simulador ClimGen 4.4.03 (b). Mapas de evapotranspiración potencial (c) y real (d) anual calculados con CropSyst 4.04.14 para la Cuenca de Estaña.	80
Fig. 3.1 Número mensual de eventos de lluvia (E), eventos de lluvia erosiva (EE) y porcentaje de eventos de lluvia erosiva (a). Histograma de precipitación mensual y erosividad (EI_{30}) e intensidad máxima mensual (I_{30}) (b). Correlación entre los valores de erosividad y de precipitación (c) e intensidad máxima (d).	88
Fig. 3.2 Diagrama de caja de los valores de erosividad mensual (a). Precipitación anual y factor de erosividad de la lluvia y de la escorrentía en la estación meteorológica de Canelles para el periodo 1997-2006 (b).	89
Fig. 3.3 Valores de $(EI_{30})_{10-Mx}$ calculados para los percentiles 0.90 a 0.98 según la general de Pareto ajustada según series de duración parcial (a). Imagen del efecto atenuante de los charcos frente al impacto de las gotas de lluvia sobre el suelo (b). Corrección del factor R en zonas de poca pendiente a partir de $(EI_{30})_{10-Mx}$ (c); modificado de Renard et al., 1997). Mapa del factor R corregido en las zonas de poca pendiente (d).	90
Fig. 3.4 Pavimento rocoso formado tras el arrastre superficial de las partículas finas en los centímetros superiores del suelo (a) frente a un suelo sobre un campo de cultivo sin este tipo de proceso (b). Aspecto de la superficie del suelo en su nivel de máxima erodibilidad debido a la crioclastia de los agregados del suelo y a la disminución de la densidad aparente tras repetidos procesos de hielo – deshielo (c). Agregados pseudoprismáticos característicos de los Leptosoles rénzicos de la zona de estudio (d).	97
Fig. 3.5 Mapas del parámetro p-textura (a) y p-Kfs-rocas (b).	98
Fig. 3.6 Mapas de erodibilidad del suelo calculados a partir del subfactor p estimado con datos texturales (a) y estimado con datos de conductividad hidráulica saturada corregida por el contenido de rocas en el suelo (b).	99
Fig. 3.7 Mapa de longitud de flujo desde cabecera (a). Ortofoto en color de la Cuenca de Estaña con los puntos identificados de longitud máxima de la pendiente y valores correspondientes de longitud del flujo, en metros (b).	105
Fig. 3.8 Mapa del factor LS calculado según la propuesta de Moore y Burch (1986a, b y c) (a) e histograma correspondiente (b).	106
Fig. 3.9 Valores quincenales de los parámetros Cf, Bur, y Bus (a; elaborado a partir de Renard et al., 1997). Valores quincenales de Fc y H para un cereal de invierno de grano duro. Mapas del parámetro PLU (c) y CC (d).	113
Fig. 3.10 Mapa del subfactor SR de rugosidad del suelo (a) y del subfactor SC de la cubierta del suelo (b).	115
Fig. 3.11 Mapa del factor C de gestión del suelo y de las cubiertas en la Cuenca de Estaña.	116
Fig. 3.12 Regueros perpendiculares (a) y paralelos (b) a las curvas nivel, y cultivos en terraza (c).	123
Fig. 3.13 Mapa de los subfactores Pb en campos de cebada (a), PS (b), y Pt (c), y del factor P (d).	124
Fig. 3.14 Mapas de pérdida potencial (a) y real (b) de suelo estimados mediante la ecuación RUSLE.	126
Fig. 3.15 Relación entre la energía cinética en función del volumen (a) y del tiempo de precipitación (b) y los correspondientes valores de intensidad (Tomado de Salles et al., 2002). Diferentes relaciones entre la energía cinética y la intensidad de la precipitación (c; tomado de Coutinho y Tomás, 1995). Correlación	

entre la distribución del tamaño de las gotas de lluvia e intensidad de la precipitación (d; tomado de González-Hidalgo, 1996).	138
Fig. 3.16 Mapa de desagregación del suelo por salpicadura (a), del volumen de escorrentía anual (b), y de desagregación del suelo por escorrentía (c). Mapa (d) e histograma (e) de desagregación total del suelo en la Cuenca de Estaña.	142
Fig. 3.17 Capacidad de transporte potencial (a) y real (b) de la escorrentía.	143
Fig. 3.18 Mapas de pérdida de suelo potencial (a) y real (b), e histogramas asociados (c y d) para el modelo RMMF.	145
Fig. 3.19 Gráfico de sedimentación y del peso de los parámetros del análisis de componentes principales.	149
Fig. 3.20 Distribución de los valores de erosión estimados mediante los modelos RUSLE y RMMF para los principales usos del suelo: arbusto denso (1), bosque denso, pinar y chopo (2), quejigar (3), bosque abierto, bosque abandonado antiguo y frutal (4), arbusto abierto y campo abandonado reciente (5), pasto y vegetación lacustre (6), cultivo (7), y camino y suelo desnudo (8).	150
Fig. 3.21 Correlación entre las tasas de erosión calculadas con los modelos RUSLE y RMMF en los 227 puntos de muestreo (a), y porcentaje del área de estudio asociado a las distintas categorías de pérdida de suelo (b).	151
Fig. 3.22 Áreas de no erosión (color blanco) y con tasas de erosión alta (10 – 20 Mg ha ⁻¹ año ⁻¹), muy alta (20 – 40 Mg ha ⁻¹ año ⁻¹) e irreversible (> 40 Mg ha ⁻¹ año ⁻¹), estimadas con los modelos RUSLE (a) y RMMF (b).	152
Fig. 4.1 Campos de cultivo seleccionados para la identificación y caracterización de los periodos erosivos (a). Valores mensuales de EI30, I30, número de eventos erosivos, erodibilidad, número de ciclos de hielo – deshielo, y valores estacionales del contenido volumétrico de agua en el suelo; valores quincenales de SLR _i , de EI30 _i y del producto de ambos; y duración temporal de los periodos erosivos identificados (b).	156
Fig. 4.2 Hietograma de un evento de lluvia característico del PE-I (a), del PE-II (c) y del PE-III (e), y aspecto de la cubierta vegetal asociado al PE-I (b), al PE-II (d), y al PE-III (f).	158
Fig. 4.3 Organigrama del modelo RMMF modificado. Los parámetros y procesos añadidos al modelo original aparecen en fondo gris.	162
Fig. 4.4 Redistribución del agua y/o del sedimento según diferentes algoritmos de flujo sencillo y múltiple (tomado y modificado de Tarboton, 1997).	164
Fig. 4.5 Mapa de escorrentía acumulada efectiva en la Cuenca del Estanque Grande de Abajo a partir de los algoritmos D8 (a), MD (b), MDD8-2 (c), y MDD8-G (d).	166
Fig. 4.6 Mapas de pérdida de suelo calculados mediante los algoritmos D8 (a), MD (b), MDD8-2 (c) y MDD8-G (d) en la Cuenca del Estanque Grande de Abajo.	168
Fig. 4.7 Organigrama del modelo físico de redistribución del suelo SERT. Los parámetros y procesos añadidos al modelo original RMMF aparecen en color gris.	174
Fig. 4.8 Ilustración de los procesos que controlan el inicio y el volumen de la escorrentía.	176
Fig. 4.9 Aspecto de una cárcava de incisión lineal desarrollada en la parte final de una ladera y representada mediante el algoritmo MDD8-G (a) en la Cuenca del Estanque Grande de Abajo. Esquema de los procesos de redistribución del suelo representados en las Eq. (4.3), (4.4.), (4.5) y (4.6) (b).	178
Fig. 4.10 Mapas de escorrentía acumulada, desagregación total y erosión para un mes característico del PE-I (a), PE-II (b) y del PE-III (c), en la Subcuenca Piloto.	181
Fig. 4.11 Mapa (a) e histograma (b) de la tasa de erosión anual estimada mediante el modelo SERT. Valores promedio de erosión por uso (a) y tipo (b) de suelo.	182
Fig. 4.12 Variabilidad de los valores de erosión anuales por uso (a) y tipo (b) de suelo, en la Subcuenca Piloto.	182
Fig. 4.13 Mapa de redistribución del suelo en la Subcuenca Piloto estimado mediante el modelo SERT.	183
Fig. 4.14 Mapa de redistribución del suelo en la Cuenca Piloto estimado mediante ¹³⁷ Cs.	187
Fig. 4.15 Correlación entre los valores de redistribución del suelo obtenidos mediante el modelo SERT y el ¹³⁷ Cs para el total de los puntos de muestreo (a) y para los puntos sin valores extremos de erosión (b) de la Subcuenca Piloto.	190

Capítulo 1. Introducción y Objetivos

1.1 Erosión del suelo

La erosión del suelo se produce por la desagregación y transporte de sus partículas por diversos agentes erosivos, principalmente el agua y el viento, y su acumulación ocurre cuando la energía de estos agentes es insuficiente para continuar con su transporte (Morgan, 1995). Los procesos de erosión, pérdida y acumulación del suelo forman parte de la dinámica natural del medio exógeno terrestre, de tal modo que se habla de pérdida de suelo tolerable cuando ésta no supera la tasa de renovación del suelo, es decir, no alcanza el nivel de degradación intensa o irreversible.

En función del agente erosivo se definen los siguientes tipos de erosión: hídrica, eólica, por deslizamientos de ladera húmedos y secos, nival, glaciar, por agentes biológicos y antropogénica. Oldeman (1994) estimó en 1966 Mha la superficie mundial afectada por procesos de degradación del suelo, siendo los de erosión hídrica los más importantes, seguidos de los de erosión eólica, degradación química, y degradación física. En algunos ambientes se produce, además, la superposición de distintos procesos, principalmente de la erosión hídrica y eólica. Del total de la superficie degradada, la mayor parte se debe a procesos de deforestación, sobrepastoreo y actividades agrícolas y en menor medida a la sobreexplotación del suelo y a actividades industriales (Tabla 1.1). Los deslizamientos de ladera producen la removilización de un elevado volumen de suelo y a pesar de su poca frecuencia en determinados ambientes son el principal agente de erosión (Bathurst et al., 2007; Nyssen et al., 2006). La superficie afectada por procesos de erosión y degradación del suelo debido a los distintos usos del suelo varía en los distintos continentes (Tabla 1.2).

1.1.1 Historia y situación actual de la investigación en erosión

El control de la pérdida de suelo es vital en el escenario actual de rápida degradación y sobreexplotación del medio ambiente y de incremento de la población mundial, para la sostenibilidad de los recursos naturales y en especial de las áreas de cultivo. El inicio de la investigación sobre la erosión se sitúa a principios del siglo XX, a las pocas décadas del nacimiento de la edafología o ciencia del suelo de la mano de Sprengel (1837) quién publicó el primer libro en el que el suelo se considera como un ente natural independiente y de Fallou (1862) quién presentó por primera vez el término “*Pedologie*” proponiendo al suelo como el sujeto de una ciencia independiente. Hoy en día el suelo se considera la base de todos los

ecosistemas terrestres y el medio físico en el que se desarrollan la mayoría de las actividades humanas (Porta et al., 2003).

Tabla 1.1 Superficie mundial afectada por distintos tipos y causas de erosión (tomado de Oldeman, 1994).

Tipo y causa de erosión	Superficie afectada (10 ⁶ ha)
Hídrica	1094
Eólica	549
Degradación química	240
Degradación física	83
Sobrepastoreo	679
Deforestación	579
Agricultura	552
Sobreexplotación	133
Industria	23
Total	1966

Tabla 1.2 Superficie continental afectada por la erosión del suelo por uso del terreno (tomado de Oldeman, 1994).

Continente	Superficie afectada (10 ⁶ ha)			
	Cultivo	Pasto	Bosque	Total
África	120	243	130	494
Asia	206	197	344	747
América del S	64	68	112	244
América Central	28	10	25	63
América del N	63	29	4	96
Europa	72	54	92	218
Oceanía	8	84	12	104
Total	561	685	719	1966

Uno de los acontecimientos que marcaron el inicio de la investigación sobre erosión del suelo, tuvo lugar en mayo de 1934, cuando se originó en EE.UU. una nube de polvo que alcanzó los 4500 metros de altitud y oscureció el cielo desde las llanuras de Texas, hacia el norte y hasta la costa atlántica (Lal, 2007). Este evento de gran magnitud inspiró la creación del Servicio de Conservación de Suelos de EE.UU. (*US Soil Conservation Service, SCS*), actualmente conocido como Servicio de Conservación de los Recursos Naturales (*Natural Resource Conservation Service of USDA, NRCS*).

Para dar respuesta al problema de la pérdida de suelo por erosión hídrica, Cook (1936) identificó por primera vez los factores de control de la pérdida de suelo, describiendo los de susceptibilidad del suelo frente a la erosión (erodibilidad), de erosión potencial de la lluvia y de la escorrentía y del efecto protector de la cubierta vegetal. Unos años más tarde, Zingg (1940) publicó la primera ecuación para calcular la pérdida de suelo, considerando el efecto de la inclinación y longitud de la pendiente. Smith (1941) añadió a esta ecuación los factores de gestión de los cultivos y de medidas de conservación del suelo. Asimismo, introdujo el concepto de límite de pérdida de suelo anual, conocido posteriormente como pérdida de suelo tolerable, y desarrolló un método gráfico de selección de diferentes medidas de protección del suelo para el medio oeste de EE.UU. Browning et al. (1947) añadieron a la ecuación los factores de erodibilidad del suelo y de gestión del suelo y de las cubiertas, observaron la necesidad de establecer un valor máximo de

longitud de la pendiente en función de las rupturas de pendiente producidas por las distintas técnicas de arado y gestión del suelo agrícola. Estas investigaciones permitieron a Smith y Whitt (1948) presentar la primera ecuación completa de predicción de la pérdida de suelo anual para zonas de cultivo. Tras este primer modelo de pérdida de suelo se han sucedido diversas mejoras y ampliaciones que han dado lugar a la variedad de modelos de erosión que existen hoy en día y que permiten investigar la pérdida de suelo desde una perspectiva multidisciplinar.

En España, la investigación sobre la erosión del suelo se inicia en la década de los setenta y hoy en día es objeto de estudio por diferentes grupos de investigación del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) y de diversas universidades. En 1995 se creó la Red de Estaciones experimentales de Seguimiento y Evaluación de la Erosión y la Desertificación (RESEL), compuesta por cuencas y parcelas experimentales de variadas características y dimensiones, representativas de diferentes paisajes y ambientes del territorio español.

1.1.2 Erosión hídrica y exportación del sedimento: procesos y factores de control

La desagregación y transporte de partículas debido al impacto de las gotas de lluvia sobre la superficie del suelo es, generalmente, el primer proceso de erosión que tiene lugar al inicio de una tormenta (van Dijk et al., 2002b). En zonas de baja pendiente el transporte de partículas por salpicadura resulta casi irrelevante debido a la redistribución espacial homogénea de las partículas desagregadas, mientras que en zonas de moderada y elevada pendiente juega un papel importante en la redistribución aguas abajo de las partículas desagregadas (Fig. 1.1.a).

Una vez que los horizontes superficiales del suelo alcanzan el nivel de saturación y que se rebasa la capacidad de almacenamiento máximo de agua en la superficie del suelo, el volumen de precipitación restante se convierte en escorrentía superficial, desagregando y transportando partículas de suelo. La erosión hídrica incluye también procesos subsuperficiales y subterráneos, entre los que destaca la formación de agujeros y canales verticales paralelos a las cárcavas o barrancos (*piping*) (Gutiérrez et al., 1997) y los procesos de disolución y lixiviación del suelo. Los procesos de erosión hídrica que tienen lugar en las laderas difieren significativamente de los que tienen lugar dentro de los cursos de agua, tanto en la magnitud del suelo erosionado como del redistribuido (Fig. 1.1.b).

Los principales parámetros que controlan los procesos de erosión del suelo son el volumen de precipitación, la interceptación de la lluvia por la vegetación, la capacidad de almacenamiento de agua en la superficie del suelo (microtopografía), la velocidad de infiltración saturada y no saturada (movimiento vertical y lateral del agua en el suelo), la escorrentía superficial acumulada, la erosión en los cursos de agua efímeros y permanentes, la desagregación del suelo

por salpicadura y por las gotas del agua concentrada en las hojas y ramas de la vegetación, la desagregación por escorrentía y la capacidad de transporte de la escorrentía. La erosión laminar produce la pérdida de la parte superficial del suelo, mientras que la erosión que tiene lugar en las cárcavas removiliza las partículas de horizontes más profundos (Jakab et al., 2007).

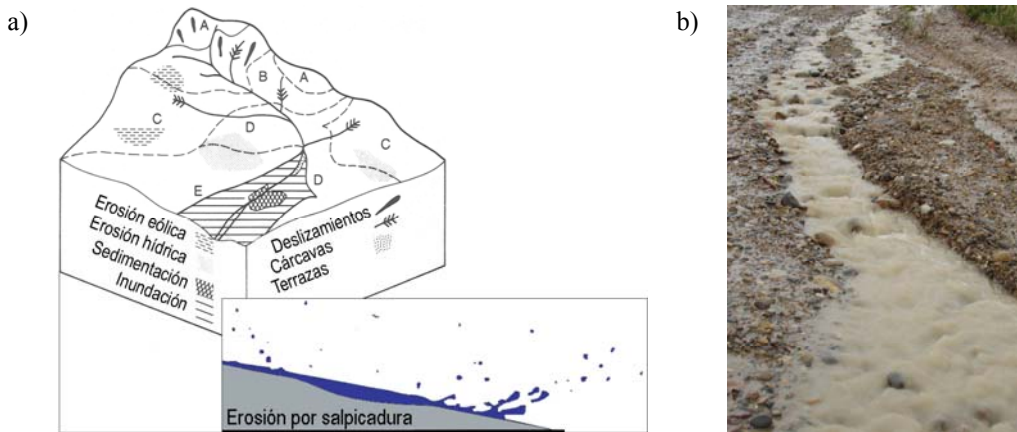


Fig. 1.1 Esquema representativo de diferentes tipos y procesos de erosión y redistribución del suelo a escala de cuenca (Tomado de Morgan, 1995) y de detalle (a). Erosión y transporte de partículas por un cauce efímero (b).

Uno de los aspectos de mayor actualidad en la investigación de los procesos de erosión es el cálculo de la redistribución de las partículas erosionadas y la identificación de zonas de acumulación. La tasa de exportación de sedimento (*Sediment Yield, SY*) es la cantidad de suelo erosionado que sale fuera de la cuenca en un punto determinado (Fu et al., 2006; Navas et al., 2004), mientras que el ratio de transporte del sedimento (*Sediment Delivery Ratio, SDR*) es la fracción del suelo erosionado en un punto de la cuenca que alcanza un curso de agua permanente o semipermanente y es exportado fuera de la cuenca (Fernández et al., 2003; Fig. 1.2.a). Durante un evento erosivo el material desagregado se moviliza aguas abajo hasta que la capacidad de transporte de la escorrentía o del curso de agua se sitúa por debajo de un valor umbral, a partir del cual se produce su acumulación.

La distancia recorrida por las partículas de suelo depende de la intensidad de la precipitación, del volumen de escorrentía generado y de las características topográficas del área de estudio. En cuencas de pequeño tamaño, el tiempo de residencia de las partículas de suelo erosionadas en zonas de acumulación temporales, hasta que alcanzan la desembocadura, es corto, mientras que en cuencas de gran tamaño, el tiempo de residencia de las partículas erosionadas en las zonas de cabecera puede llegar a ser muy largo. Este hecho condiciona que el valor del parámetro *SDR* dependa de la distancia entre el punto de erosión al curso de agua. Además, se ha observado que existe una cierta relación entre el área de estudio y la tasa de exportación de sedimento, de tal

modo que se puede hablar de una tasa específica de exportación del sedimento (*Specific Sediment Yield – SSY*) (De Vente et al., 2007; Fig. 1.2.b).

La acumulación en embalses de partículas erosionadas aguas arriba permite estimar las tasas de erosión que han tenido lugar durante el pasado reciente (Navas et al., 2007b; Navas et al., 2004; Fig. 1.2.c), así como validar las predicciones de los modelos de erosión (Onori et al., 2006).

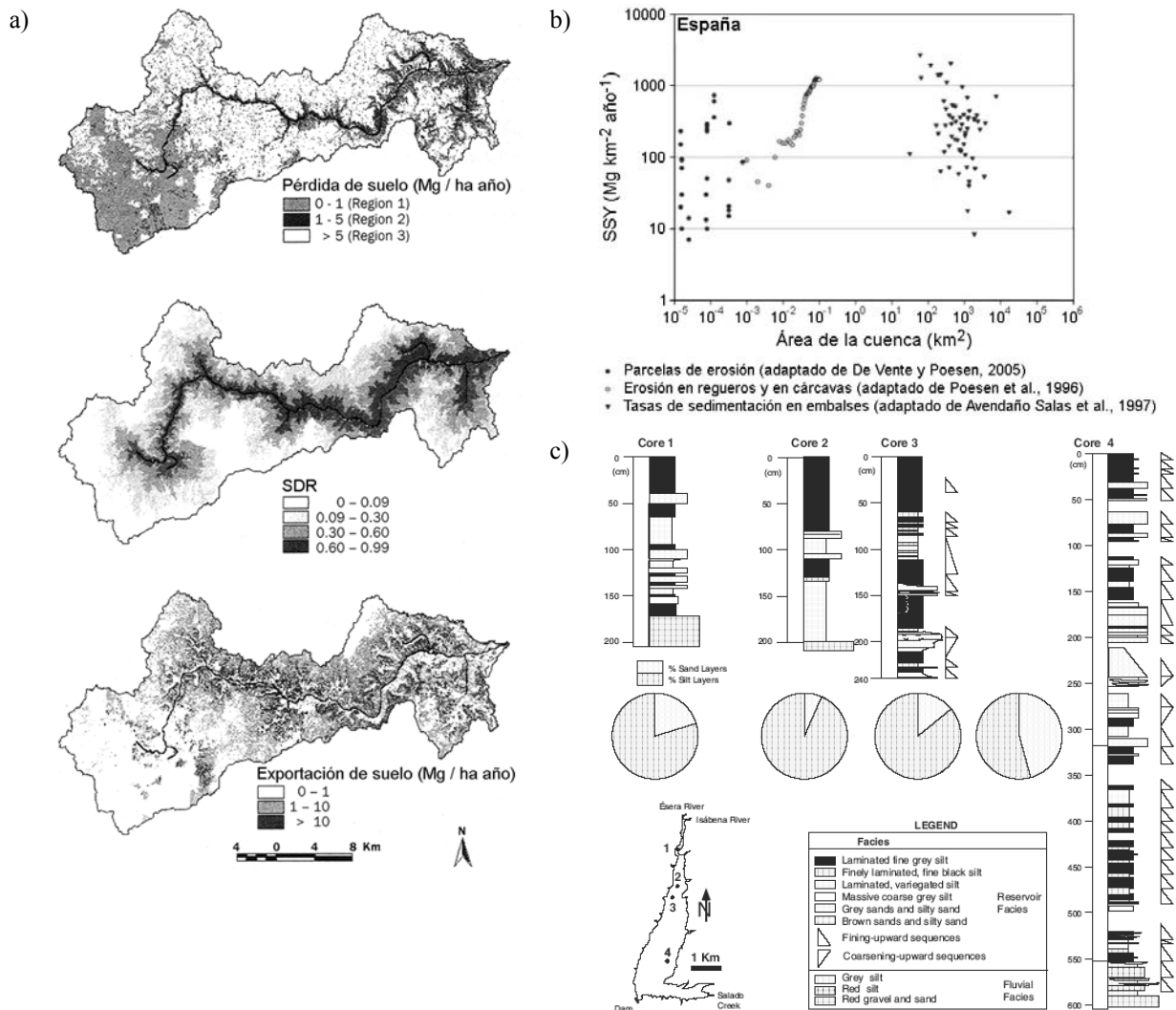


Fig. 1.2 Pérdida de suelo, y tasas de transporte y exportación de sedimento en una cuenca de 544 km² en Idaho, EE.UU. (a; tomado de Fernández et al., 2003). Relación entre el área de drenaje y la tasa de exportación de sedimento en España (b; Tomado de De Vente et al., 2007). Acumulación de sedimentos en el embalse de Barasona, Pirineo Central oscense (c; Tomado de Navas et al., 2004).

Los factores que controlan la intensidad y la presencia o ausencia de los procesos de erosión dependen de factores naturales y antrópicos. Entre los naturales destacan el clima, la litología, el tipo de suelo y la vegetación, mientras que los factores antrópicos son múltiples y se agrupan en aquellos que modifican el paisaje, el uso y las cubiertas del suelo, y los que producen afecciones

sobre el clima. La importancia relativa de cada uno de estos factores depende de la energía, resistencia y protección que ejercen sobre el suelo y los mecanismos de control de la erosión.

De entre todos los factores, el clima es el principal agente de control, y el que determina el tipo de erosión que predomina en cada ambiente, mientras que la litología y el tipo de suelo condicionan la facilidad o resistencia de un suelo a ser erosionado. El contraste en los valores de erodibilidad de los distintos suelos y rocas explica la presencia o ausencia de determinados procesos de erosión, de tal modo que las cárcavas son frecuentes en materiales arcillosos y margosos (Desir y Marín, 2007), los procesos de karstificación son frecuentes sobre materiales carbonatados y yesíferos (Gutiérrez-Santolalla et al., 2005), y las formas del modelado eólico se observan, principalmente, en areniscas y depósitos aluviales y fluviales (Desir et al., 2003).

La vegetación protege al suelo frente al impacto directo de las gotas de lluvia, y reduce la capacidad de desagregación y transporte de la escorrentía. La cubierta vegetal juega un papel determinante en el volumen de agua disponible y en la intensidad de los procesos de erosión. El primer proceso en el que interviene la vegetación se produce al inicio de un evento de lluvia, a través de la intercepción de parte de la misma en las hojas y ramas de las plantas. Este volumen de agua retorna a la atmósfera a través del proceso de evaporación. Otra parte del volumen de agua que impacta sobre la vegetación cae al suelo desde las ramas y las hojas, formando gotas que en la mayor parte de las veces son de un tamaño superior al de las gotas de lluvia. Por último, parte del agua retenida en la vegetación escurre por el tronco y acaba por alcanzar el suelo. El resto del agua que no ha sido atrapada por la vegetación impacta directamente sobre la superficie del suelo, de tal modo que se habla de precipitación incidente, precipitación interceptada, trascolación y escorrentía cortical (Rodríguez y Schnabel, 1998) (Fig. 1.3.a). Otra medida de control de la erosión se debe a la sujeción del suelo por las raíces de las plantas, de especial importancia durante los eventos de alta intensidad (Gyssels et al., 2006).

La intercepción de la lluvia por la vegetación depende de la intensidad y del volumen total registrado para cada evento, de tal modo que la tasa de intercepción decrece conforme aumenta la intensidad y el volumen de la lluvia (Llorens et al., 1997; Fig. 1.3.b). Staelens et al. (2006) ponen de relieve el papel de la intercepción de la lluvia por la vegetación en zonas forestales de árboles caducos. En cultivos, el control de la intercepción sobre los procesos de erosión ha sido puesto de manifiesto por Castro et al. (2006) en olivares de Córdoba. Sin embargo, este efecto importante de la vegetación ha sido poco estudiado en ambientes semiáridos, donde la respuesta hidrológica de los suelos cubiertos por arbustos durante eventos extremos de precipitación está controlada por procesos complejos de saturación del suelo que varían espacial y temporalmente, en función del grado de cobertura vegetal del suelo (Gonzalez-Hidalgo et al., 2004).

La eliminación total de la cubierta vegetal en suelos desarrollados bajo el clima mediterráneo produce, a corto plazo, la drástica reducción del contenido en materia orgánica, del porcentaje de agregados estables, y un incremento en la densidad aparente del suelo (Albaladejo et al., 1998). Los cambios en las cubiertas de vegetación y en el uso del suelo producen variaciones a largo plazo en las tasas de erosión registradas (Wei et al., 2007; Navas et al., 1997a).

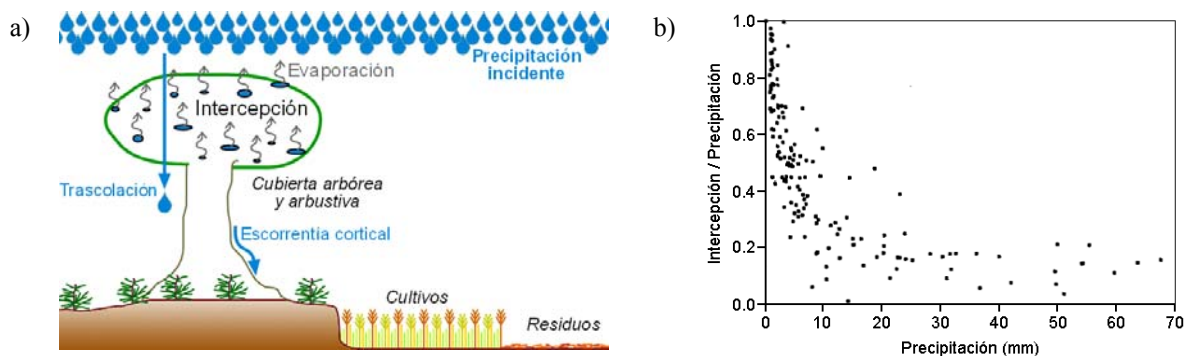


Fig. 1.3 Intercepción, trascolación y escorrentía cortical de la lluvia en la cubierta de vegetación (a). Porcentaje de lluvia interceptada por la vegetación en función de la intensidad de la tormenta (b; Tomado de Llorens et al., 1997).

Efectos de la presión antrópica sobre la erosión

Desde el inicio de la agricultura sedentaria, hace 10 000 a 12 000 años, hasta hoy en día la población mundial se ha incrementado de los 2 a 10 millones de habitantes iniciales a los 6600 millones actuales, y se espera una estabilización en torno a los 10 000 a 12 000 millones para el año 2100. La mayor parte del incremento poblacional ha tenido lugar desde los inicios del siglo XVIII, y las consecuencias sobre los procesos de erosión se derivan de la conversión en campos de cultivo de 1135 Mha de selvas y bosques, de 669 Mha de tierras de sabana, praderas y estepas, así como el incremento de las zonas de pastoreo de 530 Mha a las 3300 Mha actuales (Lal, 2007). Otro de los procesos históricos que ha propiciado el incremento de la pérdida de suelo son los devastadores incendios que afectan a áreas naturales, reduciendo e incluso haciendo desaparecer la cubierta vegetal protectora. Este hecho hace que el suelo permanezca desnudo ante los eventos de lluvia, dando lugar a un incremento en el volumen de escorrentía superficial y en consecuencia de pérdida de suelo (Gimeno-García et al., 2007).

Entre los cambios recientes producidos en el medio natural destaca la intensa modificación de las cubiertas y usos del suelo, mediante la agrupación parcelaria, la puesta en regadío de extensas superficies (Fig. 1.4.a), la ampliación de las áreas urbanas y el desarrollo de grandes infraestructuras lineales. Alrededor del 50% de la superficie de Europa está cubierta por cultivos (Adiku et al., 2006). Por lo tanto, los terrenos agrícolas se han convertido en una parte importante de los agroecosistemas europeos, modificando la magnitud de los procesos que los

rigen, así como de otras funciones ecológicas del paisaje. La producción agrícola intensa produce una importante redistribución del suelo en cultivos en ladera debido a las labores de labranza (Li et al., 2007). Además, el incremento en el tamaño de las parcelas de cultivo conduce a un aumento en las tasas de erosión (Morschel et al., 2004) (Fig. 1.4.b).

Los cambios en el uso del suelo, tales como el abandono o la deforestación, promueven durante sus primeras etapas, el incremento de las tasas de erosión (Mayor et al., 2007), seguido de una recuperación de la vegetación, especialmente arbustiva, si las condiciones climáticas son las adecuadas, tal y como se observa en la evolución del paisaje Pirenaico a lo largo del siglo XX (Lasanta et al., 2006). Son numerosos los ejemplos de terrazas de cultivo derruidas en las que la erosión se acentúa al removilizar importantes cantidades de suelo que habían permanecido retenidas durante décadas. Dinámicas erosivas intensas en terrenos agrícolas se han descrito en paisajes de montaña del Pirineo Central y de la Cuenca del Ebro (Navas et al., 2007a; Navas et al., 2005). Entre los efectos externos de la erosión en zonas de cultivo destaca el aterramiento de embalses, tal y como Valero-Garcés et al. (1999) observaron en el embalse de Barasona (Pirineo Central oscense), con elevadas tasas de acumulación de sedimentos ($10 - 24.6 \text{ cm año}^{-1}$).

Las infraestructuras lineales crean amplias áreas de suelo desnudo, expuestas durante todo el año a los procesos de erosión hídrica. La circulación de vehículos y maquinaria sobre caminos y pistas no asfaltadas produce la compactación del terreno, una fuerte reducción de la capacidad de infiltración del suelo, y la fractura del material superficial, creando una película de partículas más finas y por lo tanto aumentando la erodibilidad del suelo. La pavimentación conduce a la impermeabilización del suelo y al consiguiente incremento de la esorrentía y de la erosión en las zonas colindantes, mientras que la modificación de las líneas de drenaje superficial mediante obras de drenaje y encauzamiento de barrancos, entre otras, altera el patrón natural de la esorrentía y las áreas de pérdida y acumulación del suelo.

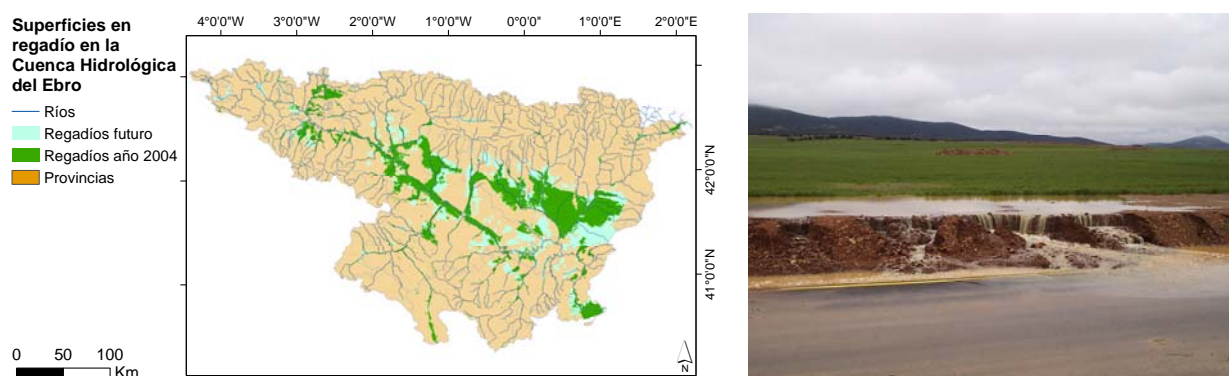


Fig. 1.4 Zonas de regadío en la Cuenca Hidrológica del Ebro (a; tomado de www.chebro.es). Erosión remontante en cultivos de cereal en Villareal de Huerva (Zaragoza) debido a las lluvias intensas de la primavera de 2007 (b).

La erosión bajo el escenario del cambio climático

Los procesos observados de calentamiento global (Fig 1.5.a), oscurecimiento solar (reducción de la radiación solar y de la evapotranspiración), modificación de los patrones de distribución de la lluvia a lo largo del año (Meehl et al., 2005), e incremento en la frecuencia e intensidad de eventos extremos, puesto de relieve por Tapiador et al. (2007) para ambientes mediterráneos, suponen un incremento del riesgo de erosión. La mayor frecuencia de los eventos de lluvia extremos a pesar de la reducción en el volumen total de precipitación ha sido puesto de manifiesto por Alpert et al. (2002) en España y otros países mediterráneos (Fig. 1.5.b). Además, en regiones del este mediterráneas, la reducción de las precipitaciones ha conducido a la reducción de la densidad y desarrollo de la cubierta arbórea y arbustiva, con la consiguiente reducción de su efecto protector frente a los eventos de lluvias intensas (Sarris et al., 2007).

En España se registra una reducción de los caudales en cabecera de cuencas de alta montaña, acompañado de un incremento del número de avenidas extremas (Machín et al., 2005) y una reducción de la magnitud de las grandes avenidas e inundaciones en el Pirineo central durante el periodo 1955–1995 (López-Moreno et al., 2006). La reducción de caudales se debe, en parte, a la reforestación de áreas de montaña correspondientes a antiguos campos de cultivo y praderas abandonadas. Por otro lado, en ambientes mediterráneos las parcelas desprovistas de vegetación no muestran un proceso de recuperación natural, acentuándose la degradación del suelo, de tal modo que en ambientes áridos y semiáridos y favorecido por la actividad humana y los procesos del cambio climático, se prevee una degradación irreversible del suelo (Albaladejo et al., 1998). Ante los diferentes escenarios de cambio climático, tanto moderados como catastróficos, el estudio de los procesos de erosión y la identificación de las áreas y usos más vulnerables resulta necesario para la adecuada planificación de la gestión del territorio y adecuación de las medidas de conservación.

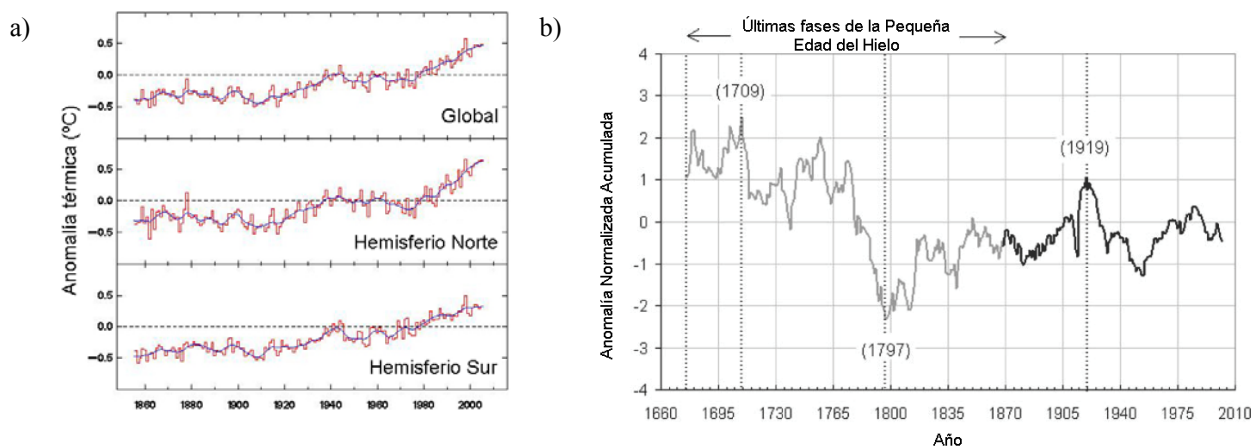


Fig. 1.5 Incremento de la temperatura global durante 1856–2005 (a; Tomado de Jones et al., University of East Anglia, Norwich, UK). Anomalías de precipitación en Italia durante 1675–2002 (b; tomado de Diodato, 2007).

El problema de la pérdida de suelo en agroecosistemas mediterráneos

Los suelos de las regiones y países mediterráneos han estado sometidos a una fuerte presión antrópica desde hace miles de años, de tal modo que el paisaje, la distribución de la vegetación y los usos del suelo que encontramos hoy en día están fuertemente modificados y antropizados. Las precipitaciones en las áreas mediterráneas son generalmente escasas, con valores anuales que oscilan entre 300 y 700 mm, distribuidos en dos periodos húmedos, primavera y otoño, con una fuerte variabilidad inter anual y además con frecuentes eventos extremos en los que se producen picos de alta intensidad de precipitación en cortos periodos de tiempo. En algunos casos, las precipitaciones registradas se encuentran en el límite entre la aridez y la semiaridez. Este patrón de precipitación junto con las elevadas temperaturas del periodo estival dificultan el desarrollo de la vegetación y acentúan el efecto de los procesos de erosión. En las regiones occidentales mediterráneas González-Hidalgo et al. (2007) señalan que los tres eventos de precipitación de mayor erosividad registrados en un año causan más del 50 % de la pérdida total de suelo anual. Además, un incremento del sobrepastoreo sobre el suelo de los ecosistemas áridos en las regiones mediterráneas puede conducir a la desertificación de estos paisajes (Kéfi et al., 2007).

En España y como consecuencia del rápido desarrollo económico experimentado desde mediados del siglo XX hasta la actualidad, se ha producido un incremento considerable del área urbanizada así como de la explotación intensiva de los recursos naturales. Las aglomeraciones urbanas en 2005 alcanzaron un 19 % del territorio y un 79 % de la población (Ministerio de Medio Ambiente, 2006). Todo esto supone que se mantienen, y a veces aumentan, las presiones sobre el suelo, siendo las principales amenazas sobre los ecosistemas terrestres la defoliación de las masas forestales con un notable empeoramiento en el estado general del arbolado en España, la construcción debido a la ocupación del territorio, los cambios en los usos del suelo, la impermeabilización del suelo y la fragmentación de los hábitats. Además, las superficies agrícolas han ido cambiando en las últimas décadas, de tal modo que las tierras más fértiles, cercanas a las ciudades, han sido ocupadas por el proceso de expansión urbana. El desplazamiento obligado hasta otros emplazamientos menos fértiles ha llevado consigo, en ocasiones, un mayor uso de fertilizantes, y la contaminación de suelos y acuíferos.

Estudios recientes a escala de cuenca, y mediante la combinación de sistemas expertos, sistemas de información geográfica (SIG) y técnicas radiométricas han demostrado que la dinámica erosiva es muy activa en la parte central de la Cuenca del Ebro, tanto en los agroecosistemas semiáridos del centro del valle como en los templados pirenaicos (Navas et al., 1997b) si bien la influencia de factores y las pautas erosivas son diferentes. Además, los suelos desarrollados en esta zona sufren el efecto combinado de la erosión hídrica y eólica (López et al., 2007).

1.1.3 Afecciones económicas y ambientales de la pérdida de suelo, medidas de conservación y legislación vigente

La pérdida de suelo es un grave problema medioambiental que afecta a todos los ecosistemas del mundo, y produce, entre otros, la colmatación y degradación de zonas palustres y lacustres, y la degradación de ecosistemas. A pesar de la gravedad de los procesos de erosión en zonas agrícolas, forestales y en infraestructuras, la cuantificación socio económica rara vez se considera (Morschel et al., 2004). Al mismo tiempo, esta falta de investigación explica la escasez de medidas y de políticas de prevención y control de la erosión, así como la reducida puesta en práctica de algún tipo de medidas por parte de agricultores y organismos de gestión del territorio. Sin embargo, la pérdida de suelo y su acumulación en infraestructuras hidráulicas y vías de comunicación suponen un grave inconveniente para el desarrollo económico.

Entre las afecciones a corto plazo de la erosión se incluye la pérdida de suelo fértil agrícola, y la erosión de taludes en infraestructuras lineales, mientras que las afecciones a medio y largo plazo suponen el aterramiento e incluso la colmatación de canales, balsas de riego y embalses, lo que conlleva a una drástica disminución de su capacidad de almacenamiento de agua, tal y como se ha puesto de manifiesto en embalses del Pirineo Central aragonés (Navas et al., 2007a; Navas et al., 2004; Valero-Garcés et al., 1999).

Las consecuencias de largos periodos de intensa erosión son la reducción irreversible de las áreas cultivables, así como el incremento en la frecuencia e intensidad de los deslizamientos y corrimientos de ladera. Recientemente se ha iniciado el estudio del suelo como elemento regulador del ciclo global del carbono y del impacto de la erosión del suelo agrícola en la recirculación de este elemento, prestando especial atención a sus implicaciones dentro del contexto del calentamiento global (Van Oost, 2007).

Las medidas de conservación del suelo incluyen todas aquellas actuaciones que pretenden reducir las tasas de erosión existentes o impedir que ésta se produzca. La mayor parte de las medidas de preservación del suelo tienen lugar en zonas agrícolas, y algunas de ellas se vienen realizando desde hace siglos. Entre las actuaciones tradicionales se encuentran la remodelación total o parcial de las laderas mediante bancales o terrazas, la construcción de muros elevados paralelos a las curvas de nivel que suponen una ruptura de las líneas de flujo de la escorrentía, y la restitución aguas arriba del suelo erosionado y acumulado aguas abajo. Esta última práctica es común en zonas tropicales asiáticas al final de la época seca (Van Dijk et al., 2003). Otras medidas de conservación, puestas en práctica desde comienzos del siglo XX, son el arado en surcos paralelos a las curvas de nivel, la reforestación, y la construcción de diques de retención de agua y sedimentos en barrancos, ramblas y cursos de agua efímeros.

Las medidas de reciente implantación incluyen, entre otros, la construcción de pantallas de vegetación para frenar el viento, las líneas de control del drenaje de aguas de escorrentía, las estructuras de estabilización, los geotextiles, la aplicación de lodos y residuos sólidos urbanos (RSU) para mejorar las propiedades del suelo y la hidrosiembra en laderas de suelo desnudo. Según las predicciones de erosión que Wang et al. (2006) obtuvieron en China, la reforestación es la mejor práctica para controlar la pérdida de suelo y la escorrentía frente a un elevado número de usos del suelo y la construcción de un embalse es la estrategia más efectiva para controlar los procesos de exportación de sedimento, a pesar de que no ejerce ningún control sobre la erosión en cabecera. Los diques de retención de agua y sedimento sirven de punto de ruptura del flujo de la escorrentía, reduciendo de un modo importante la capacidad de transporte de la escorrentía, y favoreciendo la acumulación de las partículas de suelo transportadas (Gilley et al., 2002), si bien acentúan los efectos erosivos aguas abajo debido al aumento en la capacidad de erosión y de transporte del agua libre de partículas de suelo (Castillo et al., 2007).

La aplicación de geotextiles está demostrando su utilidad para controlar los procesos de estabilidad de los agregados, de la velocidad de infiltración, de la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo, y del contenido en materia orgánica (Smets et al., 2007). La aplicación de RSU produce un incremento del contenido en materia orgánica del suelo, y el incremento, en las primeras etapas, de la cubierta vegetal, reduciendo la escorrentía y la pérdida de suelo. Sin embargo, el efecto protector de esta medida se reduce al cabo de un tiempo desde su aplicación (Albaladejo et al., 2000a). En laderas de suelo desnudo, como las escombreras de las minas, la recuperación de la vegetación mediante hidrosiembra y aplicación de restos vegetales y ácidos húmicos, produce una mejora en la estructura del suelo y una reducción en el volumen de escorrentía generado y en la pérdida de suelo (Albaladejo et al., 2000b).

En el marco del Plan de Acción contra la Desertificación de la Conferencia de las Naciones Unidas (ONU) en Nairobi (Kenia) de 1977, el Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, a través del antiguo ICONA, actual D.G. para la Biodiversidad, presentó en 1981 el Proyecto LUCDEME (Lucha contra la Desertificación en el Mediterráneo, ICONA; Carrera, 1989). Este proyecto ha convertido a España en el primer país desarrollado en seguir las recomendaciones de las Naciones Unidas en esta materia. Desde su entrada en vigor hasta la fecha, se han publicado numerosos trabajos científicos y estudios, encaminados a mejorar el conocimiento de los procesos que caracterizan el fenómeno de la desertificación. Entre ellos merecen una mención especial los mapas de suelos de las diferentes zonas de actuación del proyecto.

Los instrumentos jurídicos específicos en materia de erosión y degradación del terreno incluyen, entre otros, los siguientes tratados nacionales e internacionales:

- **Tratados internacionales:** Carta europea sobre el suelo (1972), Carta mundial sobre el suelo (1972), Política mundial sobre el suelo (1982), Agenda 21 del Convenio de la ONU para el medio ambiente y el desarrollo (CNUMAD), Convenio sobre el cambio climático (CMCCNU, 1992), Convenio de la ONU contra la desertificación (1994), 8ª reunión de la CP8 de la Convención de las Naciones Unidas de Lucha contra la Desertificación (Madrid 2007).
- **Normativa europea:** DG Agricultura, DG Medio Ambiente, DG Políticas Reg., Nitratos (1991/676), Aguas residuales (1982/278, 1991/271), Código de buenas prácticas agrarias de la PAC en el que se recoge un conjunto de condiciones exigibles para reducir la erosión (BOE – RD 2352/2004).
- **Legislación española:** Plan Nacional de Regadíos, con el que se intenta racionalizar y ordenar la utilización del agua en la agricultura. Plan Nacional de Actuaciones Prioritarias en materia de restauración hidrológico-forestal, control de la erosión y defensa contra la desertificación. Programa de Acción Nacional contra la Desertificación (PAND). Plan Nacional de Recuperación de Suelos Contaminados (1995-2005), aprobado el 17 de febrero de 1995 (BOE 13/5/95). Plan Estratégico Español para la Conservación y Uso Racional de Humedales, aprobado el 19 de octubre de 1999. Fomento de la reforestación de tierras agrícolas, aprobado el 12 de enero de 2001 (BOE 13/1/2001). Además, España es país firmante del Convenio de Naciones Unidas de Lucha contra la Desertificación (CLD).

El incremento de la erosión y de la presión de la actividades humanas sobre el suelo, hacen que el desarrollo de políticas e iniciativas encaminadas a disminuir y corregir las agresiones al medio ambiente sean una necesidad prioritaria.

1.2 Métodos de cuantificación y modelización de la erosión

Tanto la medida directa como la modelización predictiva de la pérdida y acumulación de suelo pretenden dar respuesta a las preguntas de dónde, en qué cantidad y en qué momento se producen los distintos procesos de erosión y redistribución del suelo. La erosión afecta tanto a las rocas y materiales geológicos no consolidados, como al suelo en sentido estricto, de tal modo que las tasas de pérdida y acumulación que se obtienen a través de las diversas medidas y modelos no discriminan entre el origen del material removilizado.

1.2.1 Técnicas de medida directa

Tradicionalmente las medidas sobre el terreno han constituido la manera frecuente de estimar la pérdida y acumulación del suelo a lo largo de las laderas, y especialmente en pequeñas parcelas o cuencas monitorizadas. Algunas de las técnicas más usadas son: tazas de salpicadura para medir la erosión y transporte de partículas producido por el impacto de las gotas de lluvia sobre el suelo (Salles y Poesen, 2000; Fig. 1.6.a), agujas de erosión y perfiladores microtopográficos para medir variaciones a pequeña escala del perfil transversal de cárcavas y laderas (De Santisteban et al., 2006; Sirvent et al., 1997), colectores de agua y sedimento en parcelas y cuencas aforadas para el estudio de la erosión y exportación de sedimento a escala de evento (Desir y Marín, 2007), etc. En determinados ambientes de escasa pluviometría, como en las regiones semiáridas, la aplicación de simuladores de lluvia permite reproducir, con ciertas limitaciones, los procesos de erosión durante un evento natural (Nolan et al., 1997; Navas, 1993; Navas, 1990; Navas et al., 1990).

De implantación más reciente, el uso de radioisótopos ambientales para el cálculo de las tasas de redistribución del suelo ha ido en aumento en las últimas décadas. Los radioisótopos más utilizados son el ^{137}Cs (subproducto de los ensayos nucleares), el ^{210}Pb (isótopo natural de la serie del U-Th) y el ^7Be (isótopo cosmogénico). La aplicación de la técnica de ^{137}Cs ha suministrado datos reales de erosión del suelo en las cuatro últimas décadas (Ritchie y McHenry, 1990) y su utilización en diversos ambientes ha sido satisfactoria, como en EE.UU. (Ritchie et al., 1974), Canadá, Australia (Longmore et al., 1983), Gran Bretaña (Walling et al., 1986) e Italia (Porto et al., 2001). En las condiciones climáticas y fisiográficas de los ambientes mediterráneos Navas y Walling (1992) confirmaron la potencialidad del ^{137}Cs como radiotrazador de partículas de suelo y su aplicación en estos ambientes se detalla en Navas (1995). Además, mediante el ^{137}Cs se identifica la procedencia de los sedimentos, ya que este radiotrazador se localiza principalmente en los horizontes superiores del suelo, y no en los niveles más profundos, lo que permite diferenciar la erosión por ayorrada de la erosión en cárcavas (Jakab et al., 2007).

La aplicación de técnicas radiométricas en el estudio de la pérdida de suelo se inició en España a principios de los años noventa del s. XX (Navas y Walling, 1992; Navas y Machín, 1991), y ha permitido analizar la redistribución del suelo y el balance de sedimentos en laderas semiáridas (Schoorl et al., 2004; Quine et al., 1994). La técnica del ^{137}Cs ha sido adaptada a las características del ambiente mediterráneo, de alta variabilidad espacial de las propiedades del suelo, de pedregosidad y de distribución irregular de la vegetación (Navas, 2002), considerando el volumen efectivo de adsorción de ^{137}Cs . La calibración de datos de ^{137}Cs mediante distintos modelos (Soto y Navas 2004; Walling et al., 1999) permite calcular la erosión y depósito en laderas con diferentes pendientes y grados de cobertura vegetal, así como evaluar los efectos que sobre la pérdida de suelo tienen factores tales como su uso, manejo y cobertura vegetal (Fig. 1.6.b).

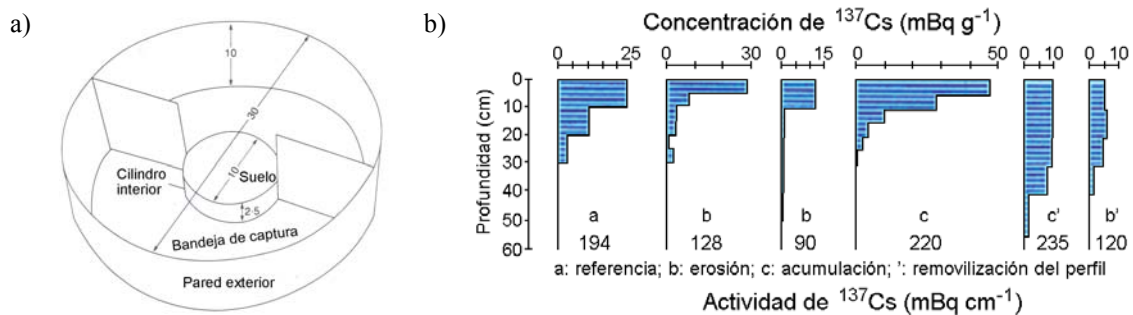


Fig. 1.6 Taza de salpicadura (a; tomado de Morgan, 1995). Diferentes perfiles tipo de ^{137}Cs en laderas (b; tomado de Navas y Walling, 1992).

1.2.2 Modelización predictiva

Los altos costes, la necesidad de equipamiento y la limitada área de aplicación de algunas de las técnicas de medida directa, convierten a los modelos de predicción en herramientas de uso frecuente en la investigación de los procesos de erosión y redistribución del suelo. Los modelos permiten valorar de un modo rápido el impacto de los procesos de erosión en áreas de cultivo y forestales, estimar la efectividad de las medidas de conservación del suelo y de control de la erosión, bajo diferentes escenarios en los que todos los parámetros se pueden variar con el objeto de valorar su efecto de modo particular o sobre el resto de las propiedades consideradas.

Los modelos de predicción permiten integrar extensas bases de datos sobre las que aplicar diferentes ecuaciones de pérdida de suelo que resultan de gran interés a la hora de elaborar políticas económicas y de conservación de los recursos naturales. La mayoría de los modelos de erosión incluyen modelos hidrológicos y en algunos casos módulos de transporte de contaminantes o de nutrientes, de tal modo que los modelos actualmente en uso son

multidisciplinares. La modelización de la erosión y transporte del suelo tal y como hoy la entendemos comienza en EE.UU. de la mano de Wischmeier y Smith (1958), a través de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (Universal Soil Loss Equation, USLE). Este modelo se aplica a escala de parcela y se ajusta mediante datos de campo, siguiendo un planteamiento empírico.

La integración de los modelos predictivos en las aplicaciones de tipo SIG y la utilización de Modelos Digitales de Elevaciones (MDE) supone un cambio cualitativo en el estudio del riesgo de erosión y en la escala espacial y temporal de aplicación de los modelos. Estas herramientas dieron lugar a una nueva generación de modelos en los que la representación espacial de los parámetros requeridos y de los procesos de erosión dio origen a los modelos de parámetros distribuidos (Machín y Navas, 1995). Estas nuevas metodologías han permitido la aplicación de los modelos sobre cuencas de gran extensión o en cuencas pequeñas pero a una mayor resolución espacial, así como la incorporación de información proveniente de otras fuentes cartográficas, en especial de aquellas derivadas del análisis de imágenes de satélite (Pérez-Cabello et al., 2006; Vicente-Serrano et al., 2004; De Roo, 1996) o de sensores aerotransportados (Beguería, 2006). Además, permiten realizar reconstrucciones de la topografía del pasado (Peeters et al., 2006).

Los modelos de exportación y acumulación de partículas de suelo incluyen algoritmos de flujo acumulado para el cálculo del volumen de escorrentía acumulado y de la redistribución espacial del suelo. Estos algoritmos permiten valorar el efecto de las depresiones kársticas o artificiales, y de las redes de drenaje poco desarrolladas en la redistribución del suelo. Los modelos actualmente en uso presentan interfaces de fácil instalación y manejo, en las que las rutinas de cálculo permanecen ocultas, facilitando la aplicación de los mismos a usuarios no expertos.

En función de la aproximación al conocimiento y representación de los procesos de erosión, los modelos de predicción se dividen en modelos empíricos, de procesos y de balance de masa y energía. Los modelos empíricos son modelos funcionales derivados del análisis intensivo de datos de erosión de suelo bibliográficos y recogidos en parcelas de campo, siendo los más utilizados las ecuaciones USLE (Wischmeier y Smith, 1978) y RUSLE (Renard et al., 1997), mientras que otros modelos desarrollados en el ámbito mediterráneo son los modelos SEMMED (López-Vicente et al., 2006b; De Jong et al., 1999) y SEDD (Ferro et al., 1998). Los modelos empíricos han demostrado una amplia aplicabilidad en la predicción a largo plazo de la erosión.

Los modelos físicos o de procesos abordan los procesos y mecanismos de la erosión desde las relaciones físicas que existen entre los diferentes parámetros y procesos implicados. El modelo LISEM (*Limburg Soil Erosion Model*) es uno de los primeros modelos hidrológicos y de pérdida de suelo de base física que fue integrado en un SIG (De Roo, 1996). El modelo EUROSEM

(*European Soil Erosion Model*; Morgan et al., 1998) permite simular la erosión, transporte y acumulación de suelo a lo largo de una ladera por procesos de flujo laminar y en regueros, a escala de evento y en parcelas individuales y pequeñas cuencas. En los modelos de balance de masa y energía, el balance de masas en cualquier punto de una ladera afectada por procesos de removilización se describe mediante ecuaciones de continuidad de sedimento (Beguería, 2005). La escala temporal de predicción permite diferenciar entre modelos de eventos, y modelos de escala continua, tanto anual, estacional o mensual. Las diferentes escalas espaciales de aplicación de los modelos son de parcela, de ladera, de campos de cultivo, de cuencas pequeñas o subcuencas, y de cuencas hidrográficas o de escala regional. Existen numerosos trabajos bibliográficos de recopilación, validación y comparación de distintos modelos hidrológicos y de erosión (López-Vicente y Navas, 2004; Jetten et al., 1999, 2003), siendo los de mayor uso los modelos USLE, RUSLE, WEPP, AGNPS, LISEM y ANSWERS (Fig. 1.7.a). En los últimos años se observa un incremento sostenido en el número de publicaciones científicas SCI que utilizan modelos de predicción y técnicas radiométricas para abordar la investigación en erosión (Fig. 1.7.b).

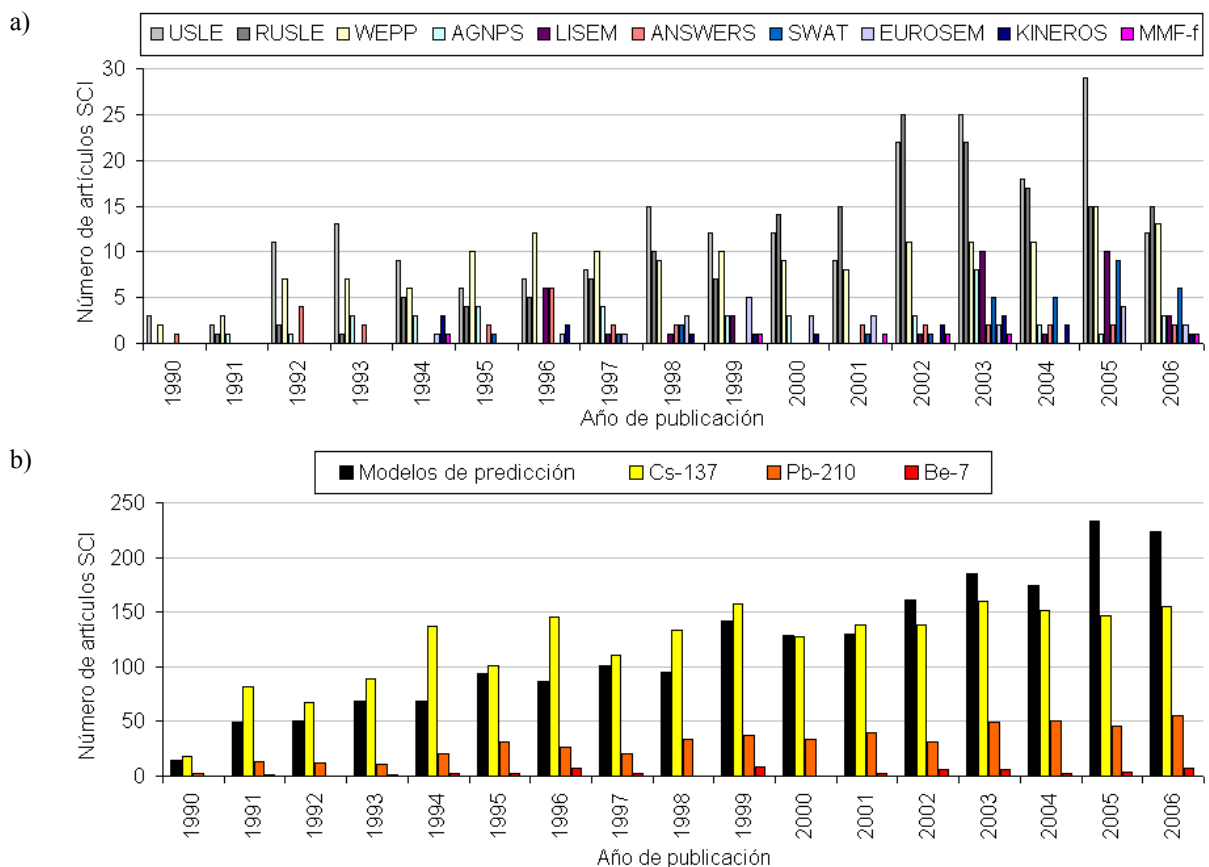


Fig. 1.7 Publicaciones en revistas del SCI de los principales modelos de predicción de la erosión (a) y de los radiotrazadores ^{137}Cs , ^{210}Pb y ^7Be (b) durante el periodo 1990–2006 (Fuente: *ISI Web of Knowledge*).

1.3 Objetivos

La erosión y degradación progresiva del suelo es un problema medioambiental y económico de primer orden a nivel mundial, que puede conducir a la desaparición del suelo fértil en áreas de cultivo, al retroceso de los humedales, lagos y zonas protegidas y finalmente conducir a la desertificación de amplias regiones del planeta. La erosión hídrica es la principal causa de pérdida de suelo y el medio de redistribución preferente de las partículas. El estudio integrado del ciclo de erosión, transporte y acumulación de partículas de suelo a escala de cuenca facilita la comprensión de la dinámica erosiva, en la que la importancia relativa de cada parámetro y las relaciones entre las distintas propiedades fisiográficas se ponen de manifiesto. Sólo mediante la cuantificación precisa de la redistribución del suelo se puede garantizar la identificación de las áreas con mayor riesgo de erosión, con objeto de implementar medidas de protección. Este es un reto necesario, exigido tanto por la normativa europea, como por los efectos de degradación en los ecosistemas terrestres y en los agrosistemas productivos que el cambio climático está produciendo.

Los agroecosistemas mediterráneos constituyen unidades del paisaje fuertemente antropizadas, de elevada complejidad tanto en los usos del suelo como en su distribución espacial, con tasas de renovación del suelo muy lentas y a veces inexistentes y en algunos casos bajo un régimen de sobreexplotación. En este contexto, este trabajo de investigación parte de una cuidadosa selección del área de estudio, representativa de los ambientes mediterráneos de media montaña en los que se combina el espacio natural con vegetación autóctona aprovechada secularmente, junto con la explotación de tierras de cultivo mediante agricultura de secano. Para ello, se ha seleccionado la Cuenca de Estaña que es un sistema hidrológico cerrado, endorreico, integrado por diversas subcuencas y lagos permanentes, que permite el estudio de la redistribución espacial del suelo a escala de cuenca. Los objetivos planteados en esta investigación son los siguientes:

- Caracterizar en detalle la Cuenca de Estaña mediante: i) la adecuación y análisis del modelo digital de elevaciones y de la geomorfología, ii) la identificación de tipos y usos de suelo, iii) la determinación y medida de propiedades físico – químicas y radiométricas de suelos y iv) el cálculo de las variables climáticas.
- Aplicar un modelo empírico de predicción de la erosión anual a largo plazo, de amplio uso y reconocida validez a nivel mundial, para identificar las principales áreas en las que se produce pérdida de suelo.
- Aplicar un modelo de parámetros distribuidos de base física para una mejor comprensión de los procesos que dirigen la desagregación y transporte de partículas de suelo, y comparar las tasas de erosión estimadas mediante ambos modelos.

- Identificar y caracterizar los diferentes periodos de erosión que tienen lugar a lo largo del año por el efecto que sobre la pérdida de suelo tiene: i) la variabilidad del clima mediterráneo y ii) la variabilidad espacial y estacional de las propiedades del suelo y de las cubiertas de vegetación y usos del suelo.
- Calcular la escorrentía acumulada efectiva y la pérdida de suelo mediante: i) la aplicación y adaptación de diferentes algoritmos de flujo acumulado a un modelo de base física, ii) la inclusión de las propiedades hidráulicas y iii) de la microtopografía del suelo.
- Calcular la redistribución del suelo mediante un nuevo modelo físico de erosión a escala mensual y de cuenca, que responda a los procesos que controlan la desagregación del suelo y el desencadenamiento de la escorrentía, y sea sensible ante las variaciones de las propiedades edáficas, climáticas y de usos del suelo.
- Cuantificar la pérdida y acumulación de suelo a escala de cuenca mediante el radioisótopo ^{137}Cs y validar los resultados de redistribución del suelo del nuevo modelo propuesto.
- Valorar la aplicación de la metodología utilizada para cuantificar la erosión, y su utilidad para proponer medidas de conservación del suelo orientada a la sostenibilidad de los agroecosistemas.

Capítulo 2. Cuenca de Estaña: Caracterización fisiográfica y cálculo de parámetros de los modelos de erosión

Los procesos de erosión y redistribución del suelo que tienen lugar en una zona determinada varían en función del área de la misma, de sus características fisiográficas y climáticas. La zona de estudio seleccionada para llevar a cabo esta investigación es la Cuenca de Estaña. Se trata de una cuenca compartimentada en diversas subcuencas endorreicas con un conjunto de lagos permanentes, que constituye un sistema hidrológico cerrado, en el que es posible el estudio del ciclo completo de la erosión y redistribución del suelo.

La recopilación de la base de datos necesaria para la aplicación de modelos de erosión del suelo es una de las labores más costosas por el equipamiento y tiempo necesarios, tanto para la medida directa de propiedades y parámetros como por la búsqueda bibliográfica de aquellos cuya estimación está fuera del alcance del usuario, o son difíciles de cuantificar. La caracterización de la zona de estudio incluye el estudio de su situación geográfica y marco geológico, la mejora y análisis detallado del modelo digital de elevaciones y de los parámetros topográficos derivados, así como la identificación de las unidades geomorfológicas presentes y no descritas en la bibliografía.

Se realiza el reconocimiento de campo y campañas de muestreo de suelo para obtener una base de datos representativa. En las muestras de suelo se determinan las propiedades físico – químicas y radiométricas requeridas para aplicar los modelos de erosión y validar sus resultados, además de otras mediciones de campo de propiedades físicas asociadas a cada tipo de suelo. El elevado número de parámetros asociados a las distintas cubiertas de vegetación y usos del suelo plantea la necesidad de elaborar un mapa de detalle de usos del suelo, además de medir y recopilar los parámetros requeridos y asociados a cada uso del suelo.

En cuencas no monitorizadas es necesaria la búsqueda y análisis de una base de datos climática a partir de las estaciones meteorológicas disponibles. A tal fin se analizan, reconstruyen y calculan las variables climáticas de la zona de estudio. Toda la información relativa al MDE, geomorfología, usos y tipos de suelo, propiedades edáficas, y parámetros climáticos, así como de las ecuaciones de los modelos de erosión, se integra y ejecuta en las aplicaciones de tipo SIG *ArcView GIS 3.2*, *ArcGIS 9.0* y *SAGA 1.2*, en el simulador climático *CimGen 4.4.03*, y de sistemas de cultivo *CropSyst 4.04.14*. El análisis estadístico se lleva a cabo mediante *Microsoft Office Excel 2003*, *SigmaPlot 2001* y *StatGraphics 5.1*.

2.1 Situación geográfica y marco geológico

La zona de estudio se localiza en el paraje conocido como Lagos de Estaña, situado en la mitad meridional de la comarca de la Ribagorza (provincia de Huesca, NE de España) (Fig. 2.1). Desde el punto de vista administrativo, su mitad occidental se incluye en el término municipal de Pilzán (adscrito al municipio de Benabarre), y la oriental al término de Estopiñán del Castillo. La Cuenca de Estaña tiene una extensión de 2.46 km², se sitúa en las Sierras Exteriores del Pirineo oscense a una altitud de entre 676 y 896 m s.n.m., y está flanqueada al este por la Sierra del Montsec y al oeste por la Sierra Carrodilla, cerca del límite norte de la Depresión del Ebro. Los lagos y humedales incluidos en esta zona están bajo protección del Gobierno de Aragón desde 1997 y forman parte de los Lugares de Interés Comunitario (LIC) de la Unión Europea a través de la red NATURA 2000. Desde el punto de vista hidrológico, la Cuenca de Estaña se localiza en la margen izquierda de la cuenca hidrológica del Ebro, entre los ríos Cinca, al oeste, y el Noguera Ribagorzana, al este (Fig. 2.1); y se trata de una cuenca endorreica con tres lagos permanentes de agua dulce y compartimentada en diversas subcuencas.

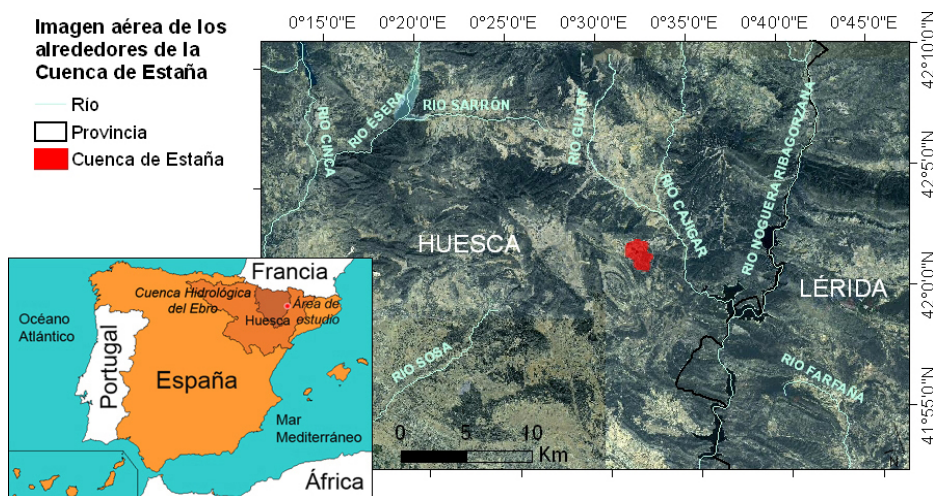


Fig. 2.1 Situación geográfica de la zona de estudio en la provincia de Huesca, en el límite entre las cuencas de los ríos Cinca y Noguera Ribagorzana.

La zona de estudio se sitúa geológicamente en las Sierras Exteriores del Pirineo oscense donde afloran materiales Mesozoicos y Neógenos, estructurados en cabalgamientos de gran desarrollo, de dirección ONO-ESE en la zona central y de dirección O-E en la zona oriental (Rodríguez-Fernández, 2004) (Fig. 2.2.a y b). Estas sierras reciben el nombre de Pre-Pirineo (Martín-Serrano et al., 2005) y su núcleo está perforado por afloramientos de diapiros triásicos compuestos principalmente por margas yesíferas, dolomías, calizas, ofitas y ocasionales depósitos salinos. Estas dos últimas litologías son objeto de explotación minera.

Los procesos de karstificación, controlados por la presencia de depósitos evaporíticos, dan lugar al desarrollo de dolinas (Bischoff et al., 1994), algunas de las cuales alcanzan el nivel freático regional (IGME, 1982). Este hecho explica la formación de lagos alimentados principalmente por aguas subterráneas, tal y como sucede en los lagos de Estaña, donde el mayor de éstos, conocido como Estanque Grande de Abajo, está formado por dos dolinas en embudo separadas por un umbral de profundidad somera. Este umbral queda expuesto en periodos de sequía en los que desciende el nivel freático (Morellón et al., 2007). La máxima profundidad de este lago es de 22 metros, aunque existe un trasvase de caudales entre los distintos lagos por canales artificiales. Sancho Marcén (1988) puso de manifiesto la naturaleza kárstica de este área y de sus alrededores al identificar la mitad meridional de la Cuenca de Estaña como parte de la mitad oriental del paleopolje de Saganta (Fig. 2.2.c). Actualmente, la zona de estudio se localiza al este del polje residual de Saganta, y al oeste de la Depresión de Estopiñán – Caserras del Castillo, desarrollada esta última sobre materiales triásicos salinos (Martín-Serrano et al., 2005). En un reciente estudio Riera et al. (2004) presentaron un mapa simplificado de los principales elementos geológicos situados en los alrededores de los lagos de Estaña, entre los que se incluyen las dolinas asociadas a los lagos, así como otras seis dolinas situadas en los alrededores de los lagos.

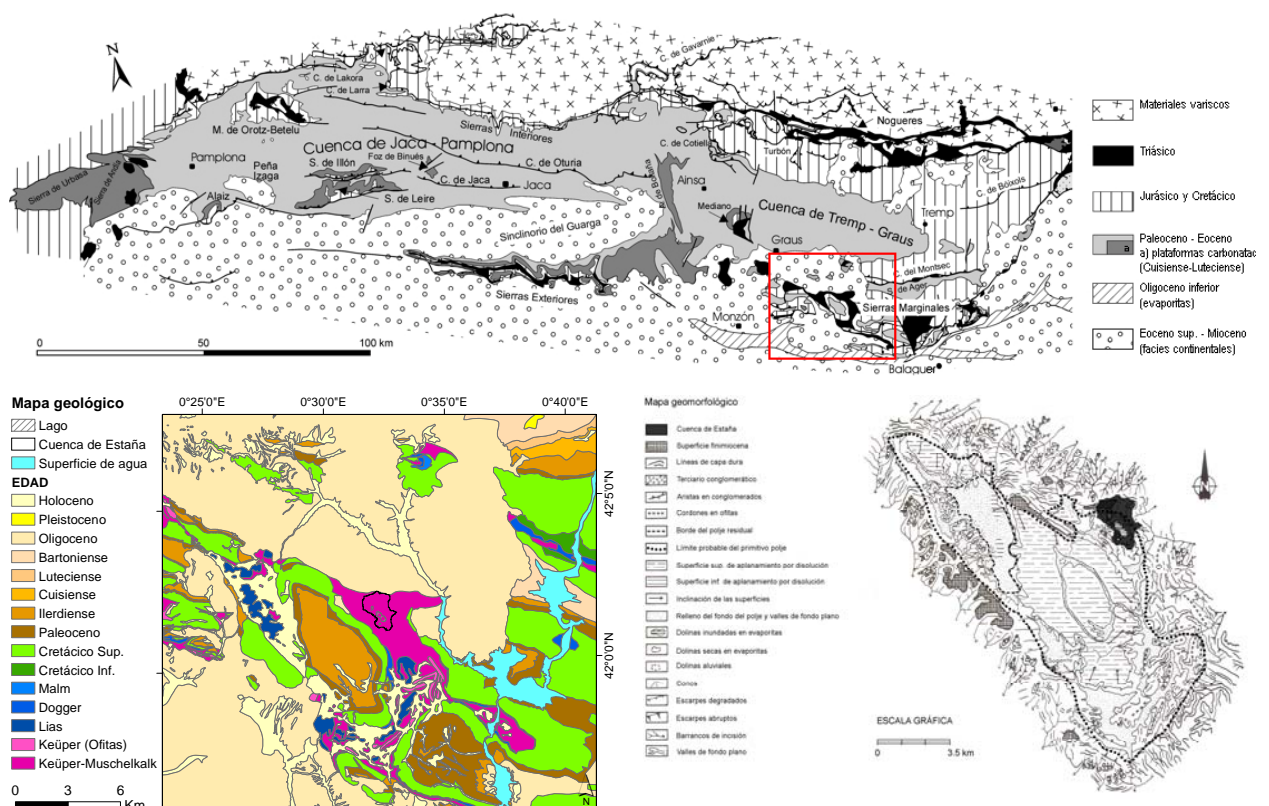


Fig. 2.2 Situación geológica de la zona de estudio en la vertiente surpirenaica central y occidental (a; tomado de Tejero y Fernández-Gianotti, 2004), en el mapa geológico simplificado de la zona de estudio (b; tomado y modificado de www.chebro.es), y en el paleopolje de Saganta (c; tomado y modificado de Sancho Marcén, 1988).

2.2 Modelo Digital de Elevaciones (MDE)

2.2.1 Validación y corrección del MDE comercial frente a la realidad terreno

El MDE de la zona de estudio correspondiente a la hoja 289-III Caladrones (E: 1:25.000) (denominado MDE-1 de aquí en adelante), se adquirió en formato raster y con una resolución espacial de 5 x 5 metros el lado del píxel (Fig. 2.3.a). Para estimar la representatividad del MDE-1 de la realidad terreno se identificaron sus cuencas hidrológicas a través de la extensión *Spatial Analyst Tools* de la aplicación *ArcGIS 9.0*. El mapa resultante (Fig. 2.3.b) muestra un elevado número de cuencas tanto en el interior de la zona de estudio como en el exterior, mostrando una falta de conectividad hidrológica entre las distintas cuencas. Por otro lado, el área de elevación uniforme asociada a la lámina superficial de agua de los distintos lagos no aparece representada en el MDE-1. El contorno exterior de la zona de estudio, así como el de las lagunas se cartografió sobre la ortofoto en color y a partir de observaciones de campo.

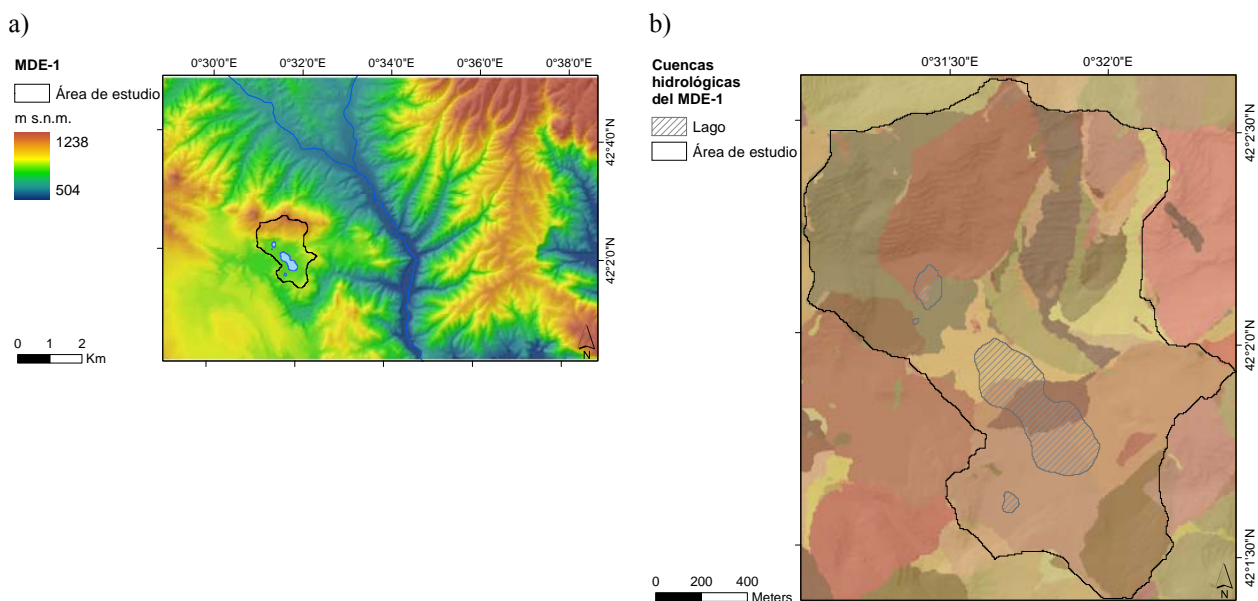


Fig. 2.3 Modelo digital de elevaciones comercial (MDE-1) de la hoja 289-III-III (E: 1:25.000) y situación de la zona de estudio (a). Mapa de las cuencas hidrológicas generadas a partir del MDE-1 (b).

Ante la necesidad de obtener un nuevo MDE (MDE-2 de aquí en adelante) que incluyera el número exacto de cuencas endorreicas del área de estudio, la situación precisa de los límites de cuenca (divisoria) y del contorno y situación de los lagos, así como de los valores de elevación reales para el conjunto del MDE, se realizó una campaña de campo para medir los valores de elevación, según la siguiente metodología:

- Datos obtenidos a través de satélite mediante el sistema de posicionamiento global (*Global Positioning System*, GPS) sobre una malla regular de 100 x 100 metros en toda la zona de

estudio, con un total de 215 medidas. El GPS utilizado (SILVA Multi-Navigator) permite la localización geográfica de los puntos de medida con una precisión de ± 15 metros RMS, y de ± 1 metro en las medidas de elevación.

- Medidas de topografía relativa de gran exactitud mediante Estación Topográfica Total (ETT) sobre 237 puntos distribuidos en zonas con variaciones poco significativas en los valores de elevación, y por consiguiente, de difícil caracterización topográfica. La ETT utilizada (Geodolite 506) mide la distancia y elevación de los puntos de interés con una precisión de ± 5 mm + 5 ppm (5 mm / km ó 0.5 mm / 100 m). La ETT se ha utilizado preferentemente en la cartografía de la divisoria entre cuencas en zonas de baja pendiente, así como en la localización del punto de menor elevación en las cuencas endorreicas sin lagos, que corresponde al punto final de acumulación de la escorrentía. La identificación del punto de menor elevación en cuencas endorreicas sin un curso de agua o una red de drenaje bien desarrollada, tal y como ocurre en las cuencas de menor tamaño, presenta una dificultad añadida, al tiempo que resulta de especial importancia en el estudio de la redistribución del sedimento.
- Por último, y mediante observaciones de campo, se situaron sobre la ortofoto en color las principales cárcavas y elementos topográficos de interés, y se modificó el MDE-2 con el objeto de incluir esta información. La adecuación del MDE frente a estos elementos adquiere una especial relevancia en la modelización de los procesos de erosión, debido al papel de la topografía en el cálculo del volumen de la escorrentía superficial y de la elevada erosividad que adquiere en las zonas de fuerte pendiente y/o de flujo concentrado.

Para poder llevar a cabo la modificación del MDE-1 se derivaron las curvas de nivel correspondientes con un espaciado de 3 metros de elevación entre cada curva. Sobre este mapa vectorial del MDE-1 se integraron las medidas de elevación obtenidas y georeferenciadas a partir del GPS y de la ETT (Fig. 2.4.a). A partir de esta información se modificó la situación de las curvas de nivel originales para adaptarse a los valores de elevación reales, de tal modo que se obtuvo el mapa vectorial del MDE-2 (Fig. 2.4.b). Partiendo de este modelo vectorial se realizó la triangulación y posterior rasterización del MDE-2 (Fig. 2.4.c). Por último, y para comprobar la fiabilidad del MDE-2 se generó el mapa de cuencas hidrológicas correspondiente, en el que aparecen correctamente representadas las 15 cuencas endorreicas que conforman el área de estudio (Fig. 2.4.d).

El mapa de errores del MDE-1 se ha elaborado mediante la resta de los valores de elevación en cada punto del MDE-2 frente al modelo original (Fig. 2.5.a), obteniendo un valor medio ($\bar{\delta}_z$) de 1.5 m, y una desviación estándar (S_z) de 3.2 m. El máximo valor negativo ha sido de -10.8 m y el máximo valor positivo de 13.6 m. El porcentaje del área con un error negativo (< -0.5 m) es

del 38 %, mientras que el porcentaje del área con un error despreciable ($-0.5 \leq \text{valor del error} \leq 0.5$ m) es del 53 % del total del área de estudio (Fig. 2.5.b). La distribución espacial de los errores muestra que las áreas con mayor concentración de errores se sitúan en el fondo de las cuencas y en los alrededores de los lagos, así como en determinados puntos de las divisorias entre las cuencas, especialmente en aquellos casos en los que aparecen fuertes contrastes topográficos. En menor medida, los errores del MDE-1 también aparecen asociados al cauce de algunas cárcavas de fuerte incisión (López-Vicente et al., en revisión).

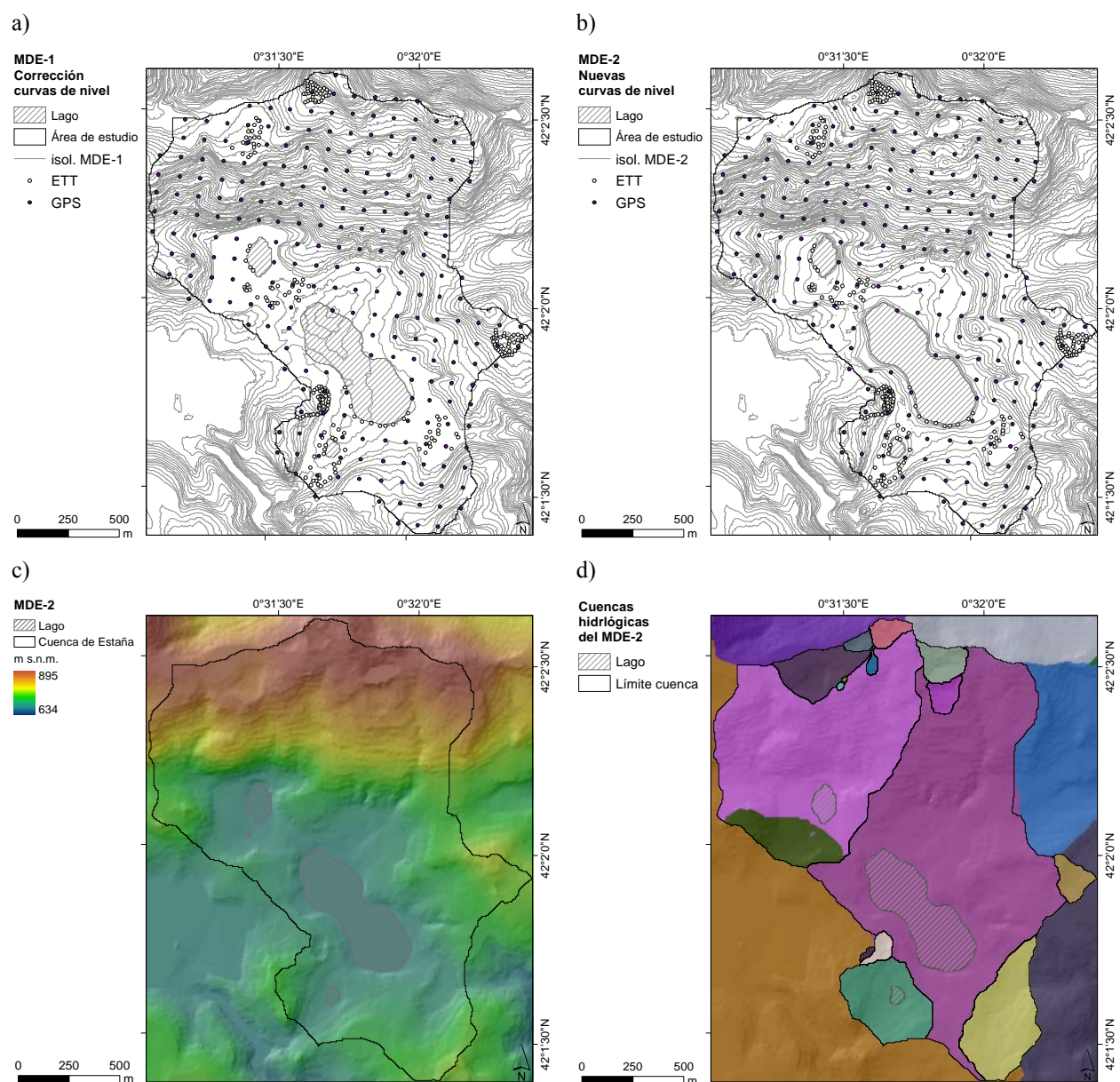


Fig. 2.4 Curvas de nivel derivadas del MDE-1 cada 3 metros, y puntos de medida de altitud mediante GPS y ETT (a) y curvas de nivel del MDE-2 (b). MDE-2 de la zona de estudio en formato raster (c) y mapa de las cuencas hidrológicas derivadas a partir del MDE-2 (d).

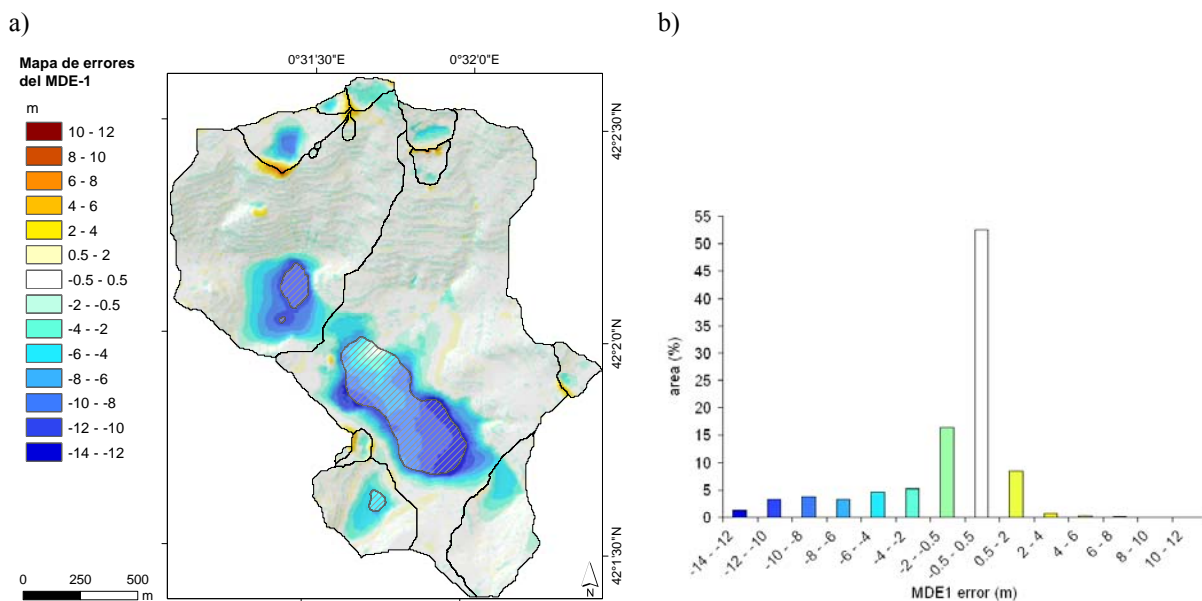


Fig. 2.5 Mapa de errores del MDE-1 (a) y porcentaje del área de estudio con diferentes rangos de error (b).

2.2.2 Parámetros derivados del MDE-2

Parámetros topográficos

Los parámetros topográficos medidos y analizados sobre el MDE-2 para las quince cuencas de estudio son: elevación, pendiente, aspecto, curvatura, perfil y plano de convexidad, radiación solar, puntos visibles y zonas en sombra (Tabla 2.1). La elevación media de la Cuenca de Estaña es de 741 m s.n.m., con un valor medio de pendiente del 19 %. El mapa de pendientes (Fig. 2.6.a) realizado muestra un cambio brusco de la inclinación entre las zonas llanas o de escasa pendiente que rodean a los lagos y del fondo de algunas cuencas, y las laderas situadas a continuación de éstas. Este contraste aparece especialmente marcado en la mitad norte de la Cuenca del Estanque de Arriba y en una de las cuencas del cuadrante NE. El área de estudio con una pendiente baja (0 – 7 %) representa el 17 % de la superficie total, mientras que el porcentaje de las zonas de moderada (7 – 22.5 %) y alta pendiente (> 22.5 %) es del 50 y del 33 %, respectivamente.

El mapa de aspecto representa la orientación de cada píxel dentro de la rosa de los vientos, de tal modo que el 31 % de la superficie de estudio tiene orientación norte, y el 69 % restante sur. El mapa de curvatura o de perfil de convexidad del MDE-2 (Fig. 2.6.b) registra las variaciones en los valores de elevación (tasa de cambio de la pendiente a lo largo del perfil) permitiendo identificar las zonas cóncavas (valores negativos), convexas (valores positivos) y planas (valor igual a cero), presentando un valor medio para la zona de estudio de -0.07 1/100 m. El mapa del plano de convexidad (Fig. 2.6.c) mide la tasa de cambio del aspecto o de dirección del flujo a lo largo del plano, siendo el valor medio de -0.02 1/100 °. Estos valores son característicos de zonas

de relieve moderado, cuyos valores medios oscilan entre -0.5 y 0.5, muy alejados de los valores de entre -4 y 4 característicos de zonas con relieves extremos.

La radiación solar es uno de los parámetros de mayor control sobre el estado de humedad precedente del suelo, así como de los valores de evapotranspiración potencial y real. El mapa de radiación solar anual acumulada (Fig. 2.6.d) ha sido calculado con la aplicación *SAGA 1.2* de código abierto (<http://www.saga.com>) bajo una simulación con un tiempo de paso diario.

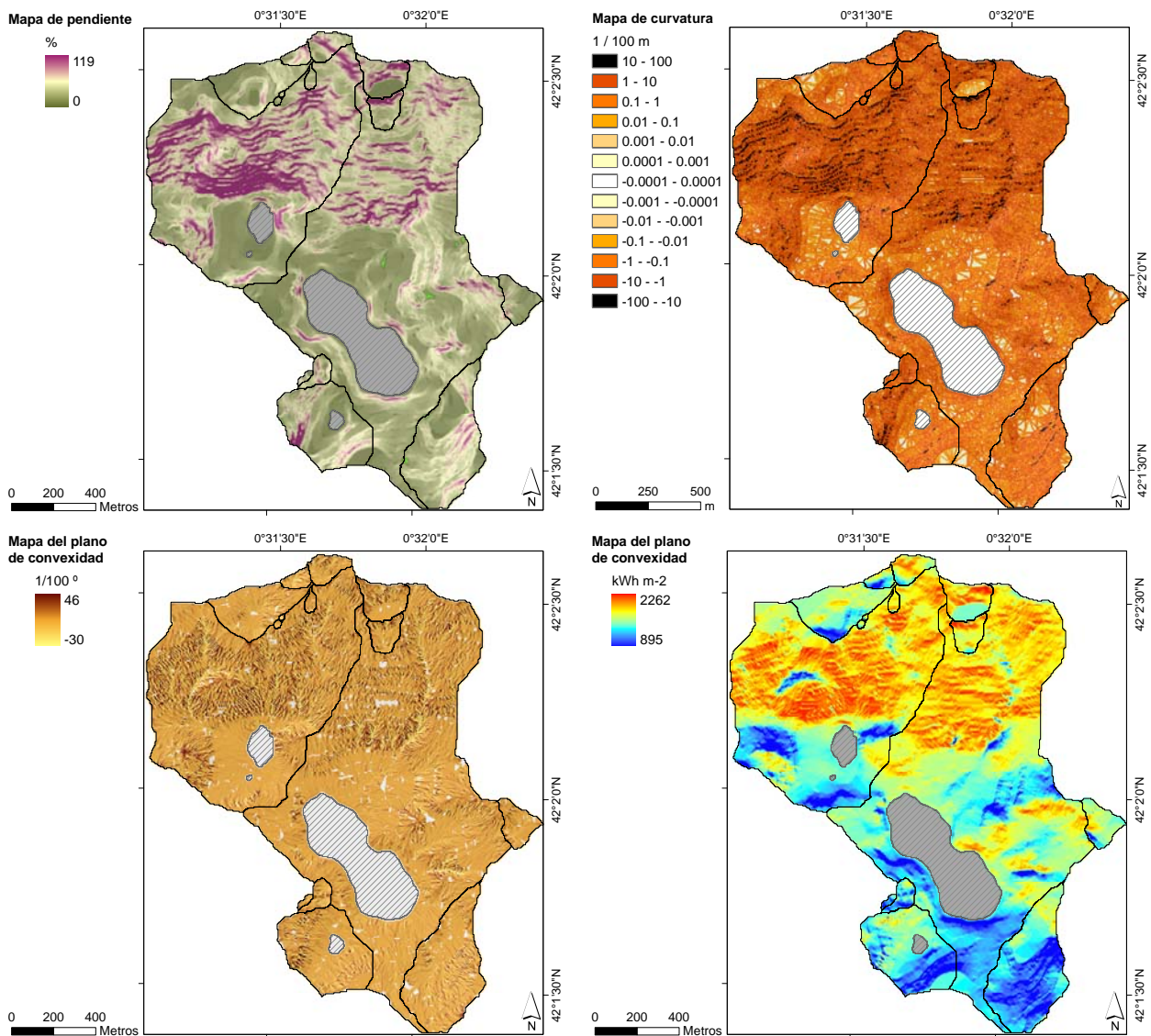


Fig. 2.6 Mapas de pendiente (a), curvatura (b), plano de convexidad (c), y radiación solar anual total (d) de la Cuenca de Estaña.

Parámetros hidrológicos

Se han calculado y analizado los parámetros hidrológicos de dirección de la corriente, del volumen de flujo acumulado, del área y perímetro de la superficie o área de drenaje unitaria y longitud de la principal línea de drenaje. Para elaborar los correspondientes mapas se ha utilizado

la extensión *Sediment Yield Tools 1.03* desarrollada por Holger Schäuble (Schäuble, 2005) y disponible en http://www.terracs.com/ArcView_3_x/arcview_3_x.html. A través de esta extensión se han obtenido los mapas de flujo acumulado mediante los algoritmos de flujo sencillo (D8, Fig. 2.7.a y d), de flujo múltiple (MD, Fig. 2.7.b y e), y de flujo combinado (MDD8, Fig. 2.7.c y f). Este último ha sido elaborado a partir de un valor umbral de 2000 celdas para el cambio de flujo múltiple a flujo sencillo (MDD8-2), que corresponde al valor propuesto en la extensión. Los algoritmos MD y MDD8-2 utilizan un factor de concentración del flujo de 1.1. Los resultados de estos mapas muestran un patrón de drenaje de tipo multicuenca con flujo laminar en cabecera y flujo concentrado en las cárcavas y corrientes de agua efímeras. Además, el mapa de flujo acumulado obtenido mediante el algoritmo MDD8-2 describe de forma adecuada la circulación del flujo.

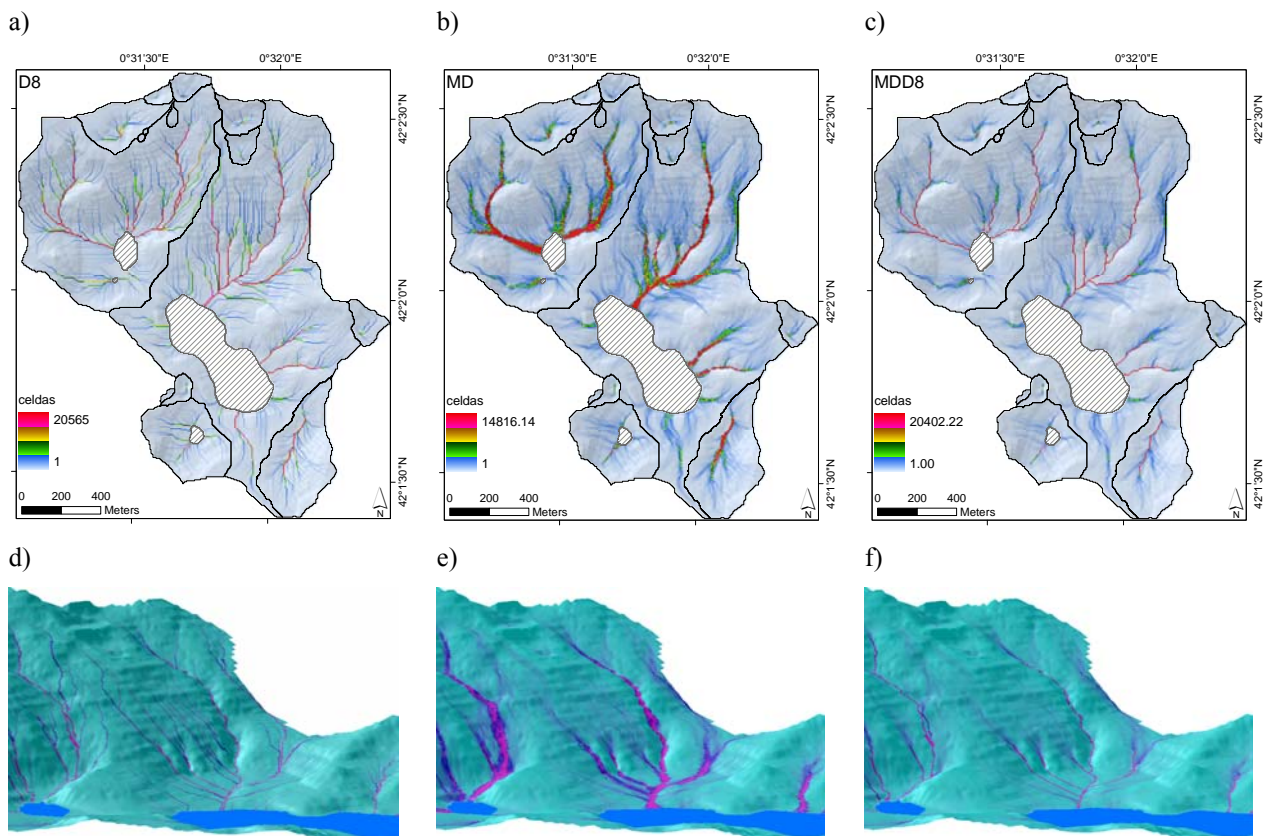


Fig. 2.7 Mapa del flujo acumulado en la Cuenca de Estaña según los algoritmos D8 (a), MD (b) y MDD8-2 (c); e imagen tridimensional de detalle del flujo acumulado según los algoritmos D8 (d), MD (e) y MDD8-2 (f).

Uno de los problemas que ha surgido en el estudio de la hidrología superficial de las quince cuencas de la zona de estudio, ha sido la definición del punto o píxel de drenaje final de cada cuenca (*outlet*). La correcta identificación de este punto es importante en la elaboración de los mapas de flujo acumulado y en los cálculos de exportación y redistribución del suelo. En el caso

de las doce cuencas no asociadas a los lagos, el píxel de menor cota se ha asociado al punto de drenaje final en el que convergen todas las líneas de drenaje superficial, a pesar de que no existe una verdadera exportación desde ese píxel al exterior de la cuenca, tanto del agua de escorrentía como de las partículas de suelo, debido a su carácter endorreico. En el caso de las tres cuencas asociadas a los lagos, se han definido tantos puntos de drenaje final como píxeles rodean a cada lago, al presentar todos ellos el mismo valor de elevación.

Índices de cuenca

Para caracterizar la morfometría de la cuenca se han calculado una serie de índices que permiten la descripción precisa de la misma. Existen numerosos índices de cuenca, entre los que destacan por su mayor aplicación los de compactación (C ; Gravelius, 1914), de factor de forma (F ; Horton, 1932), de elongación (E ; Schumm, 1956), y de circularidad (c ; Miller, 1953), así como la razón de circularidad (R_C) y el cociente de Lemniscate (K ; Chorley et al., 1957), según las siguientes expresiones:

$$C = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} \quad (2.1)$$

$$F = \frac{A}{L^2} \quad (2.2)$$

$$E = \frac{2\sqrt{A}}{L\sqrt{\pi}} \quad (2.3)$$

$$c = \frac{4\pi A}{P^2} = \frac{1}{C^2} \quad (2.4)$$

$$R_C = \frac{A}{A_0} \quad (2.5)$$

$$K = \frac{L^2\pi}{4A} \quad (2.6)$$

Donde:

P es el perímetro de la cuenca, A es el área de la cuenca, L es la máxima longitud de la cuenca paralela a la principal línea de drenaje, y A_0 es el área de un círculo con el mismo perímetro que el de la cuenca.

Los índices aplicados sobre el conjunto de la zona de estudio y sobre cada cuenca son los de elongación y circularidad. Los valores del índice de elongación obtenidos para cada cuenca oscilan entre 0.63 en la cuenca “Dolina E” y 1.37 en la Cuenca del Estanque Pequeño de Abajo (Tabla 2.1), mientras que los valores del índice de circularidad oscilan entre 0.22 en la cuenca

del Estanque Grande de Abajo y 0.57 en la cuenca “Dolina canchal 2”, con un valor medio para el conjunto de la zona de estudio de 0.35. Además, se observa una relación inversa entre el tamaño de la cuenca y el índice de circularidad, de tal modo que las cuencas más pequeñas son las que más se acercan a una geometría circular y las de mayor extensión a una geometría de cuenca larga y estrecha. La elevada variabilidad de la geometría de las cuencas en el área de estudio coincide con el análisis de la geometría en cuencas de diferentes tamaños de Stepinski y Stepinski (2005).

Mediante el uso de perfiles topográficos se ha analizado la simetría de la cuenca, aplicando la ventaja que ofrecen los SIG para su elaboración (Bardossy y Schmidt, 2002). El perfil de dirección N – S de las cuencas “Dolina NO1” y del Estanque de Arriba, muestra la forma cóncava de la zona central deprimida de la primera, y la alta asimetría de la segunda en la que la mayor parte del área de drenaje sobre el lago se encuentra en su mitad norte (Fig. 2.8.a). El perfil N – S de las cuencas “Dolina NE-1” y “Dolina NE-2” muestra la fuerte asimetría de estas dos cuencas, en las que su mitad septentrional representa la casi totalidad del área de drenaje, así como la geometría casi plana del fondo de las cuencas, asociado a dolinas (Fig. 2.8.b). El perfil E – O de las cuencas del Estanque de Arriba y del Estanque Grande de Abajo muestra la asimetría de ambas cuencas, en las que el umbral o área de separación entre ambos lagos es muy pequeño, tanto en distancia como en elevación (Fig. 2.8.c). Este perfil muestra la mayor elevación del Estanque de Arriba frente al Estanque Grande de Abajo.

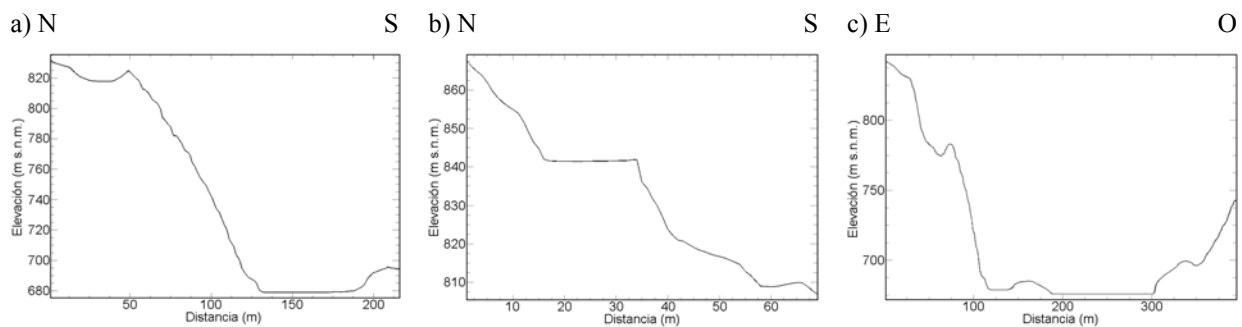


Fig. 2.8 Perfiles topográficos de dirección N – S de las cuencas “Dolina NO-1” y del Estanque de Arriba (a), de las cuencas “Dolina NE-1” y “Dolina NE-2” (b), y E – O de las cuencas del Estanque de Arriba y del Estanque Grande de Abajo (c).

Tabla 2.1 Elevación, pendiente, área, perímetro, longitud del principal curso de agua (*MSL*), e índices de elongación (*E*) y circularidad (*c*) para cada cuenca del área de estudio.

Subcuenca	Elevación			Pendiente			Area ha	Perímetro m	MSL m	<i>E</i>	<i>c</i>	
	m.s.n.m.			% del área**								
	min	max	media	media*	< 4°	4° - 13°						> 13°
Dolina NO 1	817.6	862.6	830.1	6.9	28.3	64.8	6.9	7.50	1680	367.1	0.84	0.33
Dolina NO 2	841.9	869.2	851.0	12.0	9.5	47.5	43.0	1.00	540	122.8	0.92	0.43
Dolina NO 3	858.6	896.0	874.8	12.0	9.6	52.8	37.6	2.04	720	187.3	0.86	0.49
Dolina canchal 1	842.0	860.2	849.6	8.7	5.5	85.1	9.4	0.45	360	119.1	0.64	0.44
Dolina canchal 2	832.0	837.2	834.1	9.6	8.0	72.0	20.0	0.07	120	24.1	1.19	0.57
Dolina canchal 3	829.8	833.6	831.1	5.0	32.0	68.0	0.0	0.13	190	36.2	1.10	0.44
Dolina NE 1	841.3	890.0	853.3	11.7	31.2	22.6	46.2	3.57	970	245.6	0.87	0.48
Dolina NE 2	808.8	841.9	822.5	13.2	6.9	60.1	33.1	2.08	760	196.1	0.83	0.45
Estanque de Arriba	679.0	892.2	753.5	14.0	11.3	38.3	50.4	74.49	5300	1040.0	0.94	0.33
								*72.82				
Estanque Grande de Abajo	676.0	871.6	720.2	9.5	17.5	58.0	24.6	120.05	8200	1421.2	0.87	0.22
								*104.86				
Estanque Pequeño de Abajo	682.0	725.0	695.4	8.5	25.2	55.3	19.5	13.43	1800	301.1	1.37	0.52
								*2.96				
Dolina E	731.1	755.0	739.7	6.1	36.1	56.9	6.9	2.78	940	297.1	0.63	0.39
Dolina SE	683.9	746.0	707.5	8.8	19.4	62.9	17.7	16.38	2400	616.3	0.74	0.36
Dolina SO 1	685.9	711.0	693.3	10.2	11.1	61.3	27.5	1.33	680	204.8	0.63	0.36
Dolina SO 2	697.6	710.3	701.8	7.9	26.5	54.1	19.4	0.25	300	80.7	0.69	0.34
Total	676.0	896.0	741.0	10.8	16.6	51.6	31.8	245.51	9400	--	--	0.35

*Sin consideración del área de los lagos; ** Sobre el área total de cada cuenca.

2.2.3 Mapa topográfico

El mapa topográfico de la zona de estudio se ha elaborado a partir del mapa topográfico de la hoja 289-III-Caladrones, de escala E: 1:25.000, publicado por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) en 1997, y del análisis topográfico de detalle del MDE-2. En el mapa del IGN aparecen las tres cuencas endorreicas asociadas a los tres lagos, así como la cuenca endorreica situada en el extremo noroeste de la zona de estudio. Las otras once cuencas endorreicas identificadas en el MDE-2 no aparecen en el mapa topográfico original del IGN y han sido incluidas en el nuevo mapa topográfico realizado para la Cuenca de Estaña.

Los límites de cuenca incluidos en el mapa topográfico mejorado de la Cuenca de Estaña (Fig. 2.9) corresponden a los límites establecidos en el MDE-2 para las quince cuencas endorreicas de la zona de estudio. A las once cuencas endorreicas no incluidas en el mapa topográfico del IGN se les ha asignado un nombre en función de su ubicación geográfica dentro del contexto de la zona de estudio. La red de drenaje del mapa topográfico se ha obtenido del mapa de flujo acumulado elaborado con el algoritmo MDD8-2 (Fig. 2.7.c), y seleccionando las celdas cuyo valor de celdas acumuladas es igual o superior a 1000, con el fin de simplificar el mapa final.

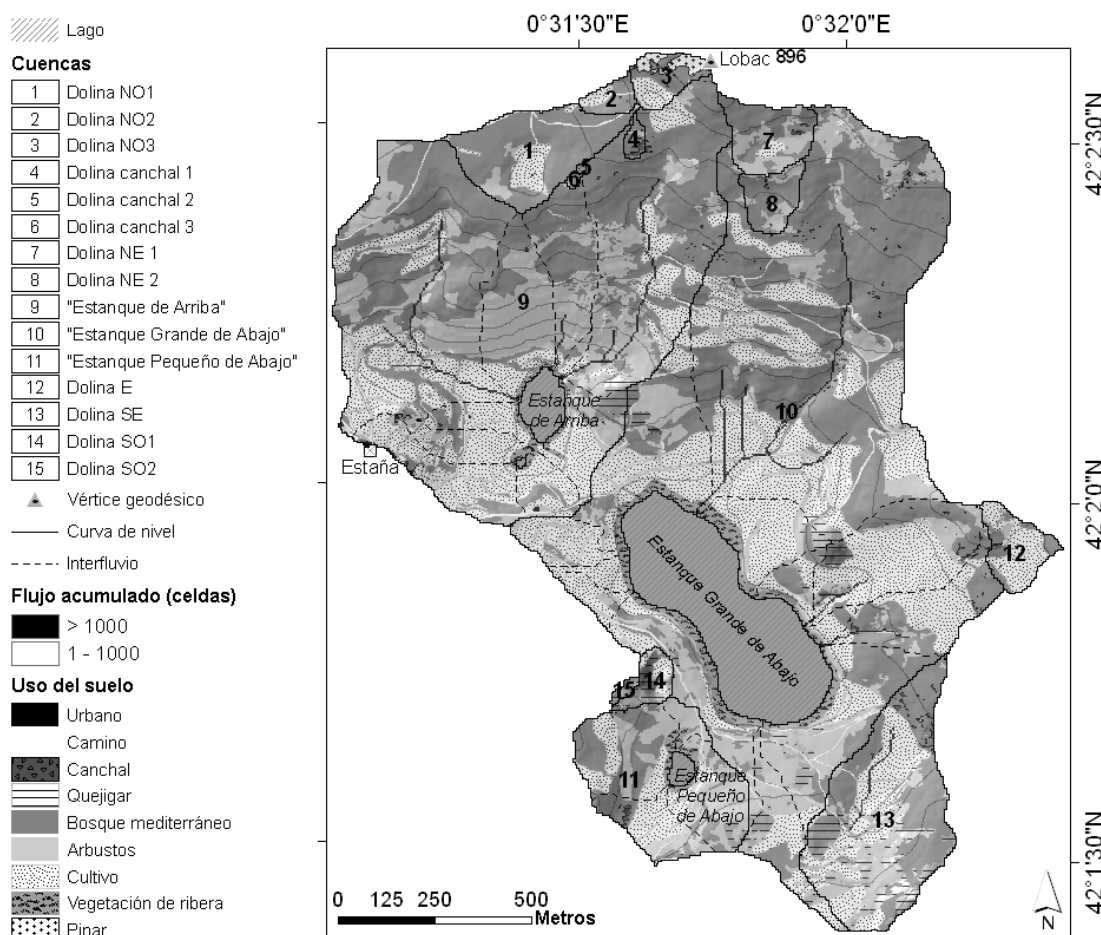


Fig. 2.9 Mapa topográfico de la Cuenca de Estaña.

2.3 Geomorfología

La complejidad del paisaje kárstico de la Cuenca de Estaña precisa de un estudio geomorfológico detallado, que es necesario para la comprensión de los procesos de erosión y redistribución del suelo. Un aspecto importante de la investigación geomorfológica de una cuenca es la caracterización precisa de la red hidrológica, desde la divisoria, aguas abajo, hasta el punto de menor elevación, especialmente en ambientes kársticos con o sin presencia de dolinas en el fondo de la cuenca. Para calcular la precisión de un mapa geomorfológico es necesario establecer una metodología fiable de obtención de redes hidrológicas (López-Vicente y Navas, 2005). Los MDEs constituyen la base para el cálculo de variables espaciales de interés (índices y parámetros independientes) (Tappeiner et al., 1998), así como para la estimación de procesos geomorfológicos activos (erosión hídrica, disolución de calizas, infiltración de partículas finas, etc.). Además, los MDEs son herramientas fundamentales para definir las redes de drenaje, así como para aportar información sobre el tipo de evolución geomorfológica de una cuenca en relación tanto con sus características estructurales y litológicas como de la distribución de los principales procesos que modelan el terreno (Barbieri y Marchetti, 2003).

Sin embargo, los MDEs precisos generalmente no están disponibles. Desde hace tiempo se conoce que los valores digitales de elevación así como otras bases de datos espaciales incluyen errores (Carlisle, 2005). Además, la modelización de zonas kársticas en MDEs presenta más dificultades que en otros paisajes, debido a que las depresiones topográficas puntuales son generalmente consideradas en los MDEs como errores producidos al redondear los valores de elevación a valores enteros (Tarboton et al., 1991). En aplicaciones hidrogeomorfológicas es práctica común eliminar todas las depresiones digitales de los MDEs. Esta práctica es inapropiada porque las depresiones verdaderas afectan sobremanera a diversos procesos medioambientales y especialmente al movimiento del suelo. Sin embargo, la eliminación indiscriminada de las depresiones persiste debido a la dificultad de distinguir las depresiones artificiales o artefactos de las reales (Lindsay y Creed, 2006). A pesar de estas limitaciones, diversos estudios han demostrado la utilidad de los MDEs para caracterizar elementos kársticos (Antonić et al., 2001; Bonnet y Colbeaux, 1999).

Una herramienta de indudable interés son los SIG al relacionar los valores digitales de elevación, los resultados de análisis de muestras, las ortofotos aéreas, los elementos geomorfológicos, así como datos de otras variables espaciales necesarias en la elaboración de mapas geomorfológicos (Tüfekçi y Şener, 2007). Las características geomorfológicas representadas mediante descriptores cuantitativos, tales como la elevación, la pendiente, el área y perímetro de drenaje,

la longitud del flujo principal, y algunos índices de forma (tasa de circularidad y de elongación de la cuenca), pueden ser calculados automáticamente utilizando SIG (Apaydin et al., 2006).

En este apartado se presentan las ventajas de realizar los mapas topográfico y geomorfológico con la ayuda de un SIG. También se detallan los resultados de una metodología propia que se ha elaborado para la obtención precisa de redes hidrológicas en la zona de estudio. Este es un requisito necesario para una adecuada comparación y representación espacial de la redistribución del suelo.

2.3.1 Metodología

Se han elaborado los mapas geomorfológicos de la Cuenca de Estaña y en mayor detalle, el de las cuencas “Dolina SO-1” y “Dolina SO-2”. Para ello, se ha seguido la metodología propuesta por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) para la elaboración de mapas geomorfológicos (Martín-Serrano et al., 2005), que consiste en la superposición de los mapas topográfico, hidrológico, litológico y geomorfológico s.s. (*sensu stricto*) o mapa de elementos geomorfológicos.

El mapa litológico se ha obtenido a partir del mapa geológico de la zona de estudio (hoja 289-Benabarre, E: 1:50.000). Para una mejor representación de los límites de las formaciones superficiales se ha realizado una campaña de campo para determinar in situ los contactos entre las distintas unidades litológicas, así como para identificar posibles nuevas unidades. El mapa geomorfológico s.s. se ha elaborado a partir de la cartografía de campo de las formaciones superficiales y de los elementos geomorfológicos identificados, representados en un mapa mediante un SIG. Las formaciones incluidas son las siguientes:

- 1. Elementos estructurales:** divisorias redondeadas, escarpes en calizas de 1 a 2 metros y de 2 a 5 metros, depresiones topográficas de origen no kárstico, superficies planas, curvas de nivel cada 20 metros o 10 metros en el mapa de detalle. Para facilitar la interpretación del mapa se ha incrementado la distancia entre curvas de nivel respecto al espaciado original.
- 2. Elementos de ladera o gravitacionales:** zonas de fuerte pendiente ($> 22.5\%$), pavimentos rocosos, canchales y depósitos coluviales.
- 3. Elementos fluviales:** fuentes o surgencias naturales, curso de agua efímero, cárcavas (Fig. 2.10.a) y depósito aluvial, y red de drenaje en el mapa de detalle.
- 4. Elementos endorreicos:** límite de cuenca endorreica, fondo de cuenca endorreica y lago.
- 5. Elementos kársticos:** lapiaz, uvala, dolina, dolina de colapso, superficie de fondo de dolina, depósito de relleno de dolina y depósito de fondo de valle plano.

6. Elementos antrópicos: canal de agua, muro de rocas elevado, terraza y acumulación de rocas.

Las divisoras redondeadas, las curvas de nivel, las zonas de fuerte pendiente, los límites de cuenca endorreica y de lago se han obtenido del MDE-2 y del mapa de flujo acumulado.

7. Elementos litológicos: Afloramientos de caliza en relieve (0.2 a 0.5 metros) y afloramientos masivos de yeso (Fig. 2.10.b).

2.3.2 Mapa litológico

El mapa litológico de la Cuenca de Estaña (Fig. 2.10.e) muestra una elevada complejidad, caracterizada por el contorno irregular de las principales unidades litológicas, a pesar del contacto neto que entre estas unidades se ha reconocido en el campo. Se han identificado cuatro unidades litológicas principales, siendo la primera de ellas las calizas de la Facies Muschelkalk que ocupan el 62 % de la cuenca (Fig. 2.10.c). La segunda unidad corresponde a las arcillas versicolores con yeso y afloramientos masivos de yeso de la Facies Keüper, que cubren el 22 y el 1 % de la cuenca, respectivamente (Fig. 2.10.d). Estas dos primeras unidades corresponden a materiales de edad Mesozoica. La tercera unidad litológica corresponde a depósitos coluviales (5 % del área total) constituidos por cantos angulosos de calizas, cementados en algunos niveles y no consolidados en otros, con una matriz de partículas arcillosas y calcáreas. La cuarta unidad litológica está formada por depósitos aluviales recientes, de fondo de valle plano y de relleno de dolina, que cubren el 3, 2 y 5 % del área total, respectivamente. Todas las cuencas endorreicas presentan depósitos de relleno de dolina en las zonas deprimidas o de menor topografía, excepto en cinco cuencas, en las que aparecen canchales en las zonas de menor topografía.

2.3.3 Mapa geomorfológico

En el mapa geomorfológico realizado para el conjunto de la zona de estudio (Fig. 2.11.a) destaca la amplia extensión de las superficies con fuerte pendiente (> 22.5 %), que cubren el 32 % del área total. Otros elementos de ladera son los depósitos coluviales situados en la parte norte de la zona de estudio y los canchales, que aparecen de modo disperso a la largo de las distintas cuencas, situados tanto en el fondo de algunas dolinas, como a lo largo de las laderas. Los bloques que conforman los canchales son de escala centimétrica y decimétrica.

Los procesos de erosión hídrica se reflejan en la existencia de trece sistemas de cárcavas, alcanzando una longitud superior a los 200 metros en seis de ellos. El inicio de la mayoría de las cárcavas identificadas se sitúa en la zona de contacto o cambio litológico entre los materiales carbonatados, localizados preferentemente en las zonas de cabecera, y las unidades arcillosas y yesíferas, situadas aguas abajo. Esta situación se refleja en el brusco incremento de la pendiente

que se produce al inicio de la cárcava (Fig. 2.10.f y g). Otros elementos hidrológicos incluidos en el mapa geomorfológico son tres fuentes naturales o surgencias, así como un curso de agua efímero que comienza en la surgencia situada en el cuadrante NE de la zona de estudio, y que termina al comienzo del depósito aluvial. La dinámica de este curso de agua y del depósito aluvial está controlada en parte por la existencia de un canal de desagüe artificial o acequia que alcanza al Estanque Grande de Abajo. También existen otros dos canales artificiales que comunican el Estanque de Arriba y el Estanque Pequeño de Abajo con el mayor de los lagos.

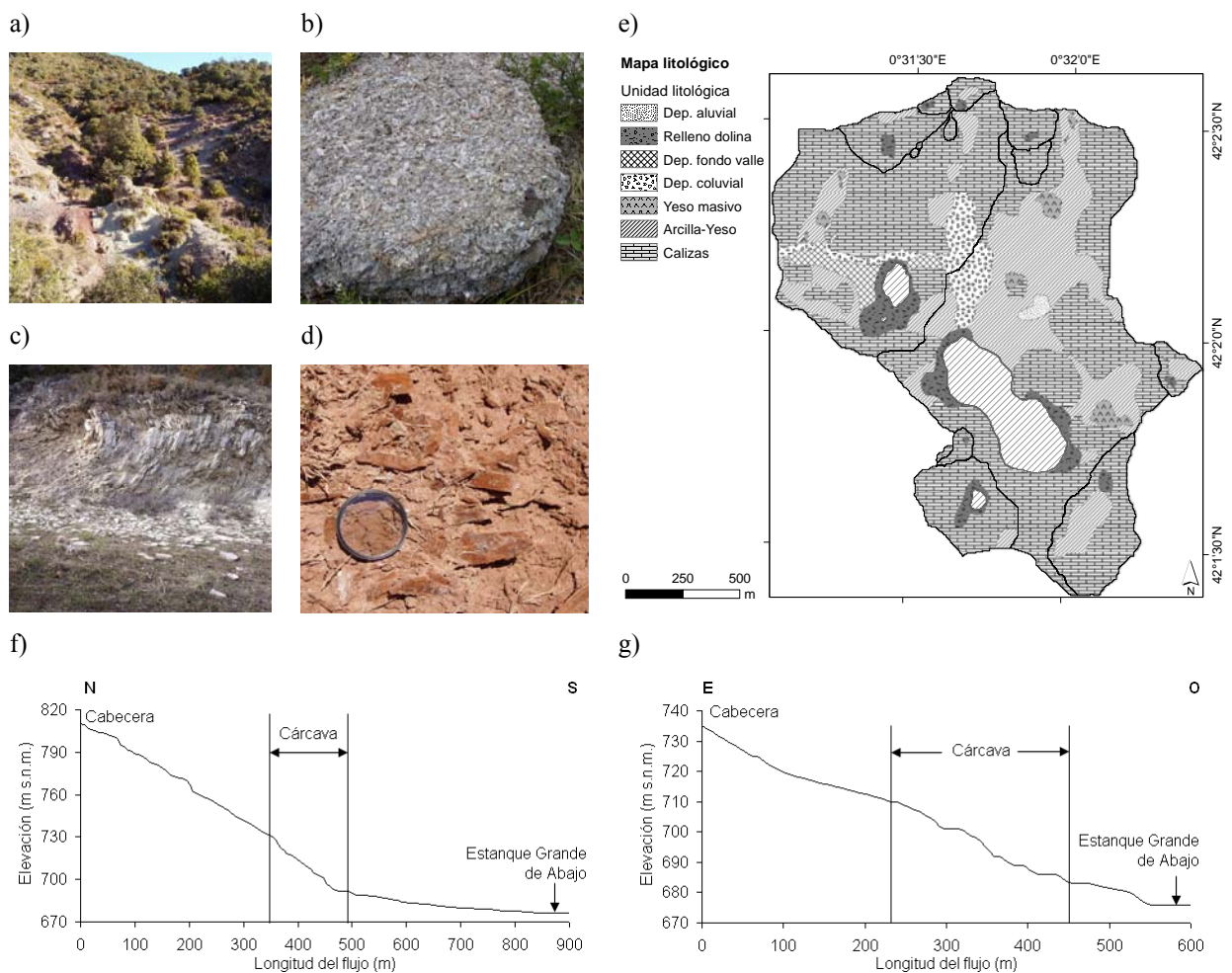


Fig. 2.10 Ilustración de un barranco desarrollado sobre materiales arcillo – yesíferos de la Facies Keüper por erosión hídrica de flujo múltiple (a), y de afloramientos de yeso masivo (b), de calizas (c), y de arcillas rojas con cristales de yeso (d). Mapa litológico de la Cuenca de Estaña (e). Perfil topográfico de dos cárcavas situadas en la Cuenca del Estanque Grande de Abajo, de orientación N – S (f) y E – O (g).

Los procesos kársticos que tienen lugar en la zona de estudio incluyen el desarrollo de diecisiete dolinas, cinco de las cuales corresponden a dolinas de colapso asociadas a los lagos. Se ha planteado como hipótesis del origen de las dolinas de colapso y de los lagos, los procesos de disolución que afectan a los materiales salinos de la Facies Keüper presentes en la zona de

estudio, dando lugar en el pasado a la formación de dolinas de techo duro (*cap-rock doline*) y de lagunas subterráneas (en caso de que la cavidad alcanzase el nivel freático regional). Posteriormente, las dolinas de techo duro habrían colapsado dando lugar a los actuales lagos y dolinas de colapso. Esta hipótesis ha sido corroborada en estudios recientes por Palmer y Palmer (2005) y por Zhu y Waltham (2005) para explicar la formación de dolinas de colapso en China. Asociadas a estas dolinas de colapso se han identificado dos uvalas, situadas en los alrededores del Estanque de Arriba y del Estanque Grande de Abajo, respectivamente. Cada una de estas uvalas incluye dos dolinas de colapso.

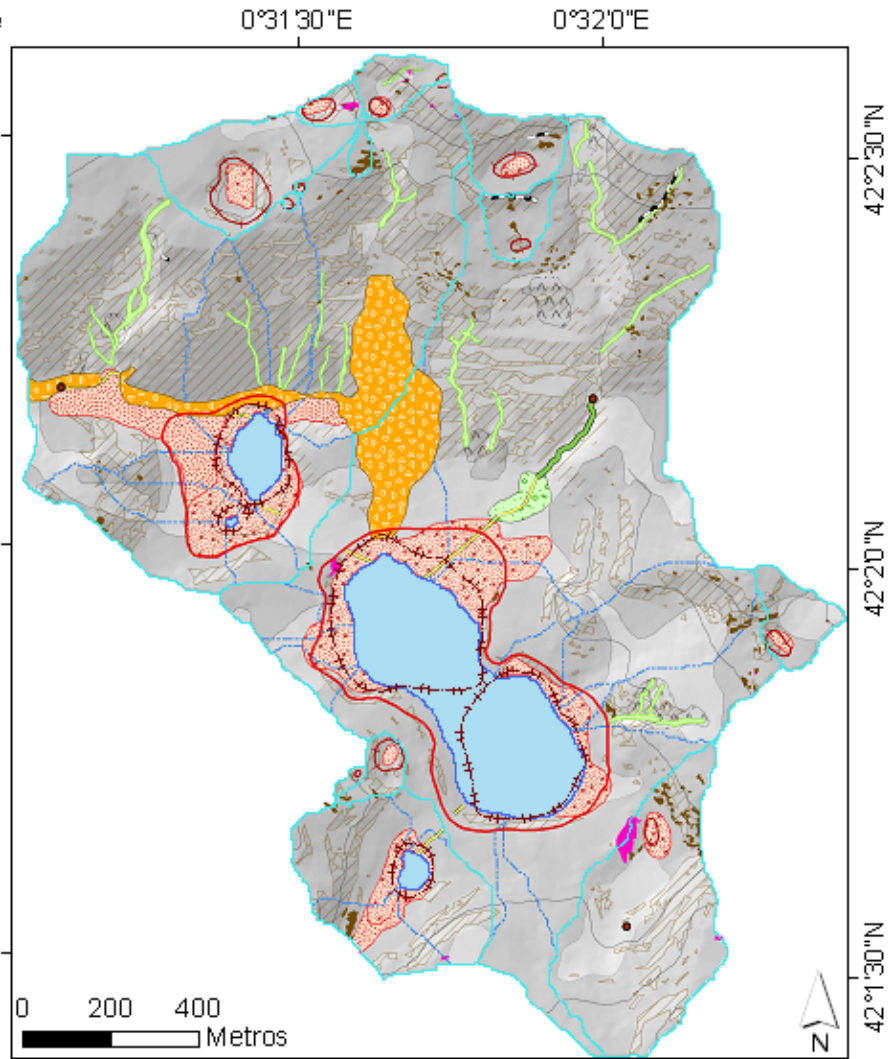
Otros elementos kársticos identificados son los lapiaces desarrollados sobre afloramientos y grandes bloques de calizas. El desarrollo espacial de los lapiaces es muy limitado aunque su desarrollo tiene lugar en toda el área de estudio. Asociado a los procesos kársticos aparecen, además, depósitos de relleno de fondo de valle plano y de relleno de dolinas.

A una escala de más detalle se ha elaborado el mapa geomorfológico de las cuencas “Dolina SO-1” y “Dolina SO-2” (Fig. 2.11.b) en el que se han identificado numerosos elementos geomorfológicos de reducida extensión, y que no aparecen en el mapa geomorfológico de la Cuenca de Estaña, debido a la escala del mismo, como por ejemplo los escarpes en calizas de 1 a 2 metros, las depresiones topográficas de pequeño desarrollo, los afloramientos de caliza en relieve, y los elementos antrópicos tales como los muros elevados, paredes de terrazas y acumulaciones de rocas. Estos últimos cuatro elementos geomorfológicos modifican las líneas de flujo de la escorrentía, por lo que su inclusión en el mapa geomorfológico aporta una información necesaria para explicar los procesos de redistribución de sedimento. Por otro lado, la ausencia de cárcavas en este mapa de detalle se debe a la litología de calizas de la Facies *Muschelkalk* sobre la que se desarrollan las cuencas “Dolina SO-1” y “Dolina SO-2”.

El principal proceso activo en la Cuenca de Estaña es la erosión hídrica de los materiales de la Facies *Keuper* y de los depósitos coluviales de ladera, que da lugar al desarrollo de cárcavas y barrancos de fuerte incisión lineal. Por otro lado, la presencia de canchales en el fondo de cinco cuencas junto con la ausencia de materiales de granulometría fina en estas zonas se interpreta como el resultado de la percolación de los materiales finos procedentes de las laderas colindantes, asociado a procesos kársticos activos de infiltración y transporte de partículas de pequeña granulometría. La presencia de lapiaces diseminados a lo largo de la cuenca se asocia con procesos activos de disolución durante el pasado, en épocas más húmedas, y que permanecen casi o totalmente inactivos hoy en día.

Mapa geomorfológico de la Cuenca de Estaña

- Elementos estructurales**
- Curva de nivel
 - Escarpe en calizas
 - Canchal
 - ▨ Áreas de fuerte pendiente
 - Dep. coluvial
- Elementos hidrológicos**
- ◆ Fuente de agua
 - Curso de agua efimero
 - Cárcava
 - Dep. aluvial
- Elementos endorreicos**
- Lago
 - Límite cuenca endorreica
 - Divisoria interna
- Elementos kársticos**
- Lapiaz
 - Uvala
 - Dolina
 - Dolina de colapso
 - Dep. relleno dolina
 - Dep. fondo valle plano
- Elementos antrópicos**
- Canal
- Geología**
- ▨ Facies Keüper (yeso masivo)
 - Facies Keüper
 - Facies Muschelkalk



Mapa geomorfológico de la Subcuenca Piloto

- Estructura**
- ▲▲▲▲ Escarpe en calizas (1-2 m)
 - ▲▲▲▲ Escarpe en calizas (2-5 m)
 - Depresión topográfica
 - ▨ Aflor. calizas relive (0.2-0.5 m)
 - ▨ Superficie plana
- Ladera**
- Canchal
 - Pavimento rocoso
 - Área fuerte pendiente (> 25 %)
- Hidrología**
- Líneas de drenaje
- Endorreico**
- ◆ Fondo cuenca endorreica
 - Límite cuenca endorreica
- Karst**
- Límite dolina
 - ▨ Superficie fondo dolina
 - Depósito relleno dolina
- Antropogénico**
- Muro elevado (0.2-0.5 m)
 - Pared de terraza
 - Acumulación de rocas

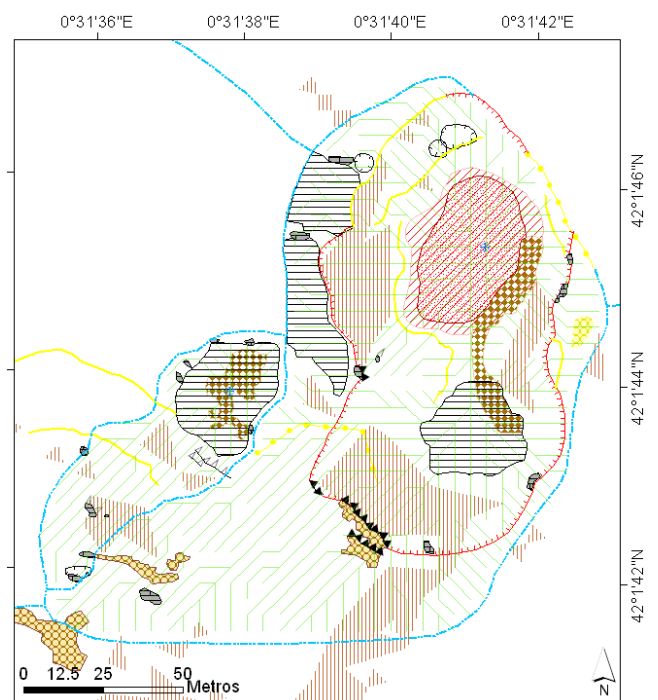


Fig. 2.11 Mapa geomorfológico de la Cuenca de Estaña (a) y de las cuencas Dolina SO-1 y Dolina SO-2 (b).

2.4 Los suelos en la Cuenca de Estaña

Para acometer los objetivos planteados en esta investigación se han llevado a cabo dos campañas de muestreo de suelos. La primera se realizó sobre el total de la zona de estudio siguiendo una malla regular con un espaciado de 100 x 100 metros, constituida por 228 puntos de muestreo. Se recogieron un total de 227 muestras de suelo, ya que un punto de la malla se sitúa sobre un afloramiento rocoso (Fig. 2.12.a). La profundidad del muestreo osciló entre 6 y 60 cm, correspondiendo con la profundidad del suelo. La segunda campaña se llevó a cabo en la mitad septentrional de la cuenca “Dolina SO-1”, en la denominada Subcuenca Piloto (Fig. 2.12.b). La red de drenaje de la cuenca “Dolina SO-1” muestra su compartimentación en dos subcuencas, de tal modo que cada subcuenca es un sistema hidrológico diferente, en el que la modelización de los procesos de erosión y redistribución del suelo se puede realizar de modo individualizado.

La malla regular de muestreo en la Subcuenca Piloto se hizo coincidir con el espaciado de 5 x 5 metros del MDE-2, de tal modo que la base de datos de los parámetros topográficos y de las propiedades físico – químicas de las muestras de suelo tiene la misma resolución espacial. Además, esta escala de muestreo permite una caracterización más precisa de la variabilidad espacial de los parámetros edáficos. Sobre el total de 275 puntos de la malla de 5 x 5 metros, se recogieron 266 muestras de suelo, ya que 9 puntos correspondieron a afloramientos rocosos, canchales naturales o acumulaciones de rocas de origen antrópico, situadas en la margen de los campos. La profundidad del muestreo osciló entre 4 y 43 cm, correspondiendo a la profundidad del suelo.

Se han utilizado dos tipos de muestreador de suelo, uno automático de percusión (\varnothing : 7.2 cm; 69 muestras), y otro manual (\varnothing : 8.0 cm; 158 muestras). Estos muestreadores permitieron la extracción de muestras inalteradas de suelo, hasta una profundidad máxima de 30 y 60 cm, para el muestreador manual y automático, respectivamente. Las muestras de suelo se secaron en un armario de desecación a temperatura ambiente. Una vez secas, se molieron en un molino de rodillo de cerdas duras. Este molino incorpora una rejilla de 2 mm de luz de paso que permitió separar las fracciones gruesa (> 2 mm) y fina (≤ 2 mm) de cada muestra. Se prestó especial atención a la formación de falsos agregados en suelos con un alto contenido en arcilla, debido al endurecimiento de las muestras durante el proceso de secado, y que ha requerido de la repetición sucesiva del proceso molienda hasta la disgregación total de estos pseudoagregados.



Fig. 2.12 Situación de los puntos de muestreo en la Cuenca de Estaña (a), y en la Subcuenca Piloto (b).

2.4.1 Mapa de suelos

Los valores de algunos parámetros de entrada requeridos en los modelos de erosión, tales como la conductividad hidráulica, saturada y no saturada, el tipo de estructura de los agregados, la profundidad del suelo, o el estado de humedad precedente, están asociados a los diferentes tipos

de suelo. Para la caracterización de estos parámetros de modo distribuido, y el cálculo de las variables asociadas a cada tipo de suelo, se ha utilizado la cartografía de suelos realizada por el Dr. Machín en el marco del proyecto de la CICYT REN2002-02702/GLO. El mapa de suelos se ha elaborado tras un detallado trabajo de campo de identificación de las unidades de suelo y de su localización sobre la ortofoto en color, así como de interpretación de los resultados de los análisis físico – químicos de las muestras de suelo. Machín (comunicación personal, 2004) diferenció veintiuna unidades de suelo para el conjunto de la zona de estudio, siguiendo la clasificación de suelos de la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO, 1998) (Fig. 2.13.a).

El mapa de suelos de la Cuenca de Estaña muestra una gran diversidad, siendo los Calcisoles y los Leptosoles los suelos que predominan, ocupando el 32 % del total del área de estudio cada uno de ellos. Los Regosoles gypsicos ocupan un 20 % de la superficie total, mientras que los Gleysoles, Gypsisoles y Regosoles háplicos cubren el 4, el 7 y el 5 % restante del área de estudio, respectivamente (Fig. 2.13.b). La presencia de Gleysoles en un ambiente mediterráneo de media montaña se debe a la proximidad del nivel freático regional a la superficie del suelo, de tal modo que estos suelos se desarrollan en las proximidades de los lagos, y en un rango de valores de elevación próximo al del nivel freático y directamente relacionado con la oscilación del mismo durante los periodos secos y húmedos.

Profundidad del suelo

En los procesos de erosión, la profundidad del suelo es uno de los factores principales en el desencadenamiento y evolución de los mismos, debido a las implicaciones hidrológicas de conductividad hidráulica, de capacidad de retención de agua en el suelo y de evapotranspiración real y en consecuencia de generación de la escorrentía superficial, así como en el cálculo del volumen de suelo disponible para ser erosionado. La complejidad de la estimación de este parámetro responde a la suma de la notable variabilidad espacial característica de los suelos mediterráneos, junto con la fuerte antropización que el recurso edáfico ha sufrido a lo largo de los siglos. Por todo ello, se ha realizado un mapa de profundidad del suelo de la zona de estudio. En primer lugar se elaboró el mapa de profundidad de muestreo, o profundidad útil del suelo, a partir de los datos del muestreo de campo, y aplicando el método de interpolación espacial *Spline – tension*. En el mapa resultante los valores de profundidad cambian de modo progresivo entre los diferentes puntos, sin considerar las singularidades topográficas o del tipo de suelo, que explican la fuerte variabilidad espacial de los parámetros edáficos, característica en ambientes mediterráneos.

Ante la necesidad de elaborar un nuevo mapa de profundidad del suelo que sea sensible a la variabilidad existente, se superpusieron los mapas de profundidad de muestreo reclasificado en 10 niveles cada 5 cm, el de pendiente reclasificada en tres categorías (0 – 7 %; 7 – 22.5 %; > 22.5 %), y el del tipo de suelo simplificado (Fig. 2.13.b). El mapa resultante de la superposición de estos tres mapas muestra un elevado número de polígonos, 2763 en total (Fig. 2.13.c). Los criterios seguidos para obtener el mapa final de profundidad de suelo han sido los siguientes:

- Mantener el valor original en los polígonos que incluyen un punto de muestreo.
- Modificar el valor de profundidad en función del tipo de suelo, de tal modo que exista una coherencia entre los valores de profundidad para cada tipo de suelo.
- Modificar el valor de profundidad en función de los tres niveles de pendiente establecidos, de tal modo que la profundidad del suelo disminuya conforme aumenta la pendiente.
- Por último, se ha asignado un valor de profundidad cero a las zonas de canchales.

El mapa final de profundidad de suelo presenta un menor número de polígonos y refleja con mayor exactitud esta propiedad del suelo (Fig. 2.13.d).

Conductividad hidráulica, potencial de flujo mátrico y sortividad

Las medidas de infiltración se llevaron a cabo para cada tipo de suelo, realizando tres repeticiones por tipo de suelo. Con el infiltrómetro de Guelph (Fig. 2.14.a) se determinó la conductividad hidráulica saturada de campo (K_{fs} ; cm s^{-1}), y con el de minidisco (Fig. 2.14.b), y a una presión de 2 cm, las determinaciones de conductividad hidráulica no saturada ($K(h = 2 \text{ cm})$; cm s^{-1}). Se realizaron un total de 63 medidas con cada infiltrómetro. A partir de los valores medidas con el infiltrómetro de Guelph se calculó la K_{fs} , el potencial de flujo mátrico (ϕ_m ; $\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}$) y la sortividad (S ; $\text{cm s}^{-0.5}$), siguiendo las ecuaciones propuestas en el manual del equipo:

$$K_{fs} = \left(0.0041 \cdot X \cdot \bar{R}_2 \right) - \left(0.0054 \cdot X \cdot \bar{R}_1 \right) \quad (2.7)$$

$$\phi_m = \left(0.0572 \cdot X \cdot \bar{R}_1 \right) - \left(0.0237 \cdot X \cdot \bar{R}_2 \right) \quad (2.8)$$

$$S = \sqrt{2 \cdot \Delta\theta \cdot \phi_m} \quad (2.9)$$

$$\Delta\theta = \theta_s - \theta_0 \quad (2.10)$$

Donde:

X (cm^2) es la constante del reservorio, cuyo valor depende del uso del reservorio interior ($X = 2.14 \text{ cm}^2$) o del reservorio combinado (exterior más interior; $X = 35.39 \text{ cm}^2$), \bar{R}_1 y \bar{R}_2 (cm s^{-1})

son los parámetros de la variación del nivel de agua registrado en el reservorio para las condiciones de carga hidráulica de 5 y 10 cm, respectivamente, y $\Delta\theta$ es la diferencia entre el contenido volumétrico de agua en suelo en condiciones de saturación (θ_s ; % Vol) y en el momento de realizar el ensayo de infiltración (θ_0 ; % Vol).

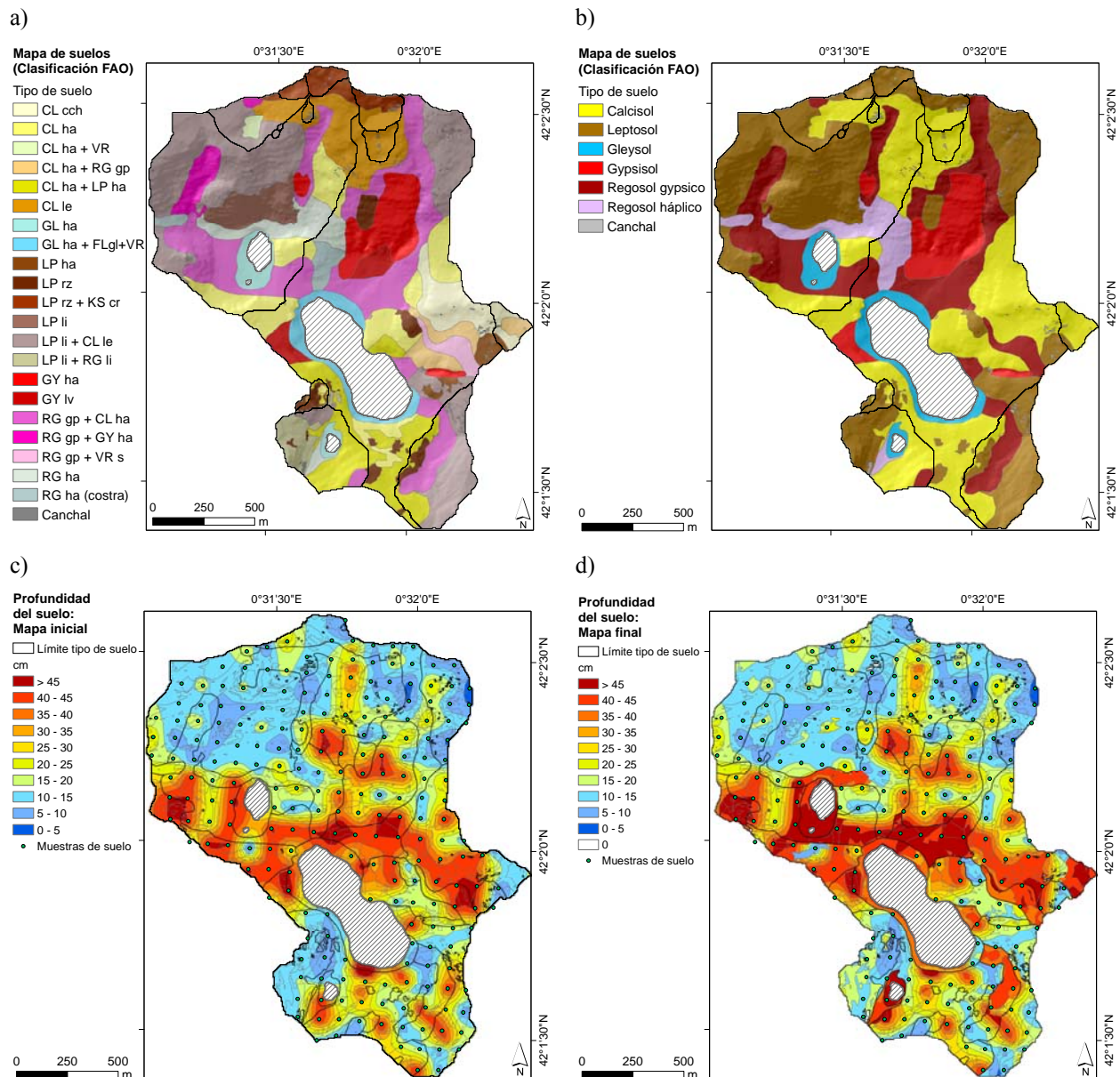


Fig. 2.13 Mapa de las unidades (a) y grupos (b) de suelo (FAO, 1998) en la Cuenca de Estaña (Machín, comunicación personal). Mapa de profundidad de muestreo superpuesto con los mapas de pendiente reclasificada y de los grupos de suelo (c), y mapa final elaborado de profundidad del suelo (d).

El manual del infiltrómetro de minidisco propone el cálculo de la conductividad hidráulica a partir de la ecuación de Zhang (1997), en la que la conductividad hidráulica del suelo (K ; cm s^{-1}) se determina a partir de las siguientes funciones:

$$K = \frac{C_1}{A} \quad (2.11)$$

Donde:

C_1 es la constante del primer factor de la ecuación polinómica de segundo orden que se ajusta a la curva de infiltración acumulada (cm) en función de la raíz cuadrada del tiempo ($s^{-0.5}$), y A es un parámetro hidráulico que depende de la textura del suelo, del radio del reservorio del infiltrómetro de minidisco, y de la carga de succión. El manual del modelo incluye una tabla con los valores del parámetro A para diferentes tipos de textura (Tabla 2.2).

Tabla 2.2 Valores del parámetro A de la Eq. (2.11) para los diferentes tipos de textura según Carsel y Parrish (1988).

Textura	A (h = - 2 cm)	Textura	A (h = - 2 cm)
Arenosa	8.9	Franco arcillo arenosa	2.8
Arenosa franca	5.8	Franco arcillosa	6.5
Franco arenosa	5.2	Franco arcillo limosa	9.5
Franca	6.0	Arcillo arenosa	3.3
Limosa	9.3	Arcillo limosa	7.7
Franco limosa	8.1	Arcillosa	4.9

Las diferentes tasas de infiltración obtenidas presentan una elevada variabilidad en función del tipo de suelo (Fig. 2.14. c y d) y de las condiciones superficiales del mismo, como son la presencia de grietas de retracción, macroporos, cavidades y procesos de endurecimiento superficial. Los resultados de infiltración muestran una fuerte variabilidad en la conductividad hidráulica saturada y no saturada en los distintos suelos de la Cuenca de Estaña (Tabla 2.6).

Las mayores tasas de $K(h = - 2 \text{ cm})$ se han obtenido en los Gleysoles, seguidos de los Leptosoles líticos, Calcisoles y Leptosoles réndzicos, y las menores en los Regosoles gypsicos; mientras que las mayores tasas de K_{fs} se han medido en los Leptosoles líticos, seguidos de los Leptosoles réndzicos, Calcisoles y Gleysoles, y las menores en los Gypsisoles. Las diferencias entre la velocidad de infiltración para los suelos saturados y no saturados se debe al desarrollo de grietas superficiales de desecación en los Gleysoles, lo que favorece una mayor infiltración en las etapas iniciales, mientras que el mayor contenido y desarrollo de meso y macroporos en los Leptosoles explica las mayores tasas de infiltración una vez que el suelo alcanza la saturación. Por último, tanto los Regosoles como los Gypsisoles presentan valores bajos de $K(h = - 2 \text{ cm})$ y de K_{fs} , lo que conlleva la aparición temprana de escorrentía superficial, y en consecuencia, una mayor erosión del suelo.

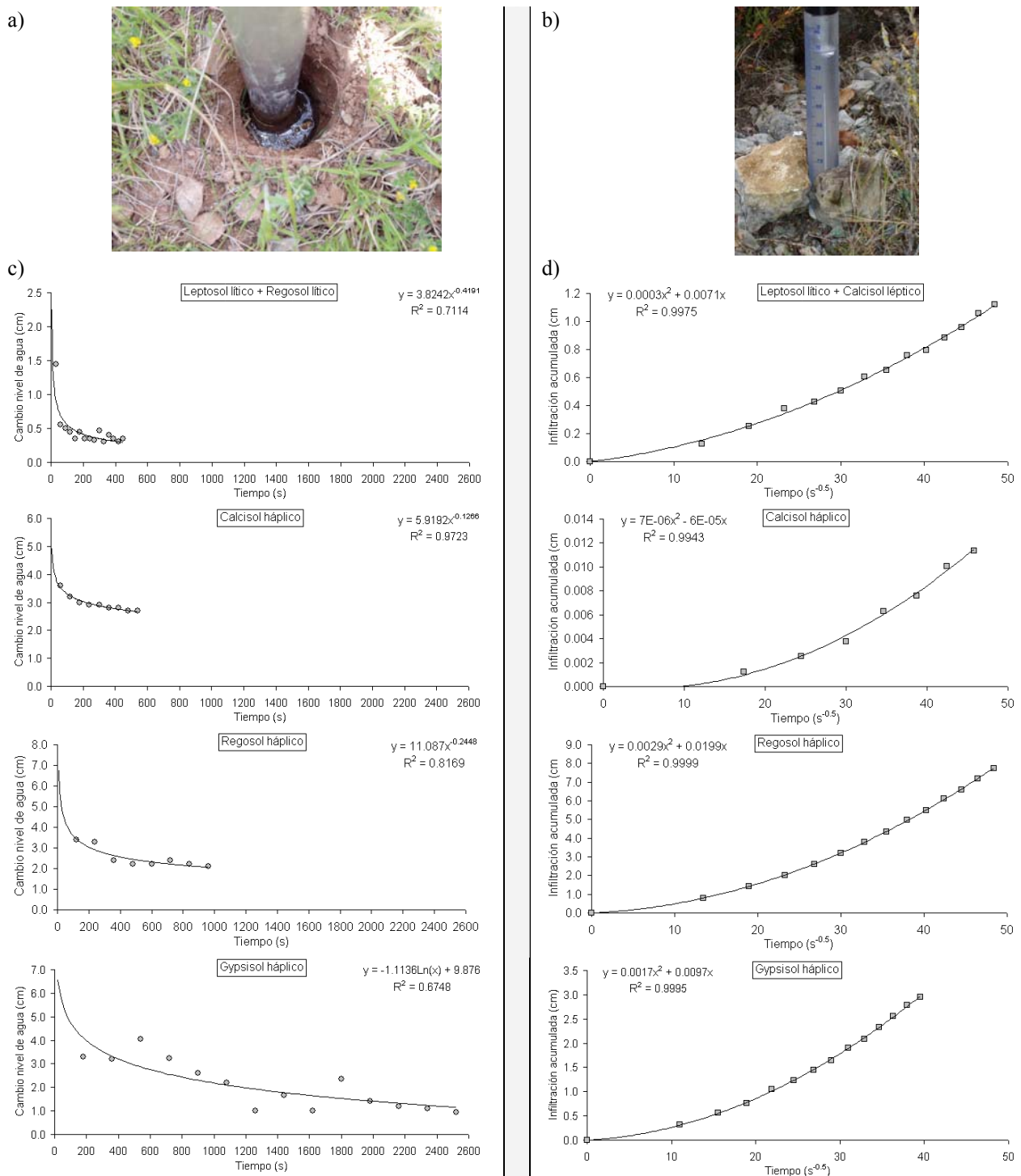


Fig. 2.14 Infiltrómetro de Guelph (a) y de minidisco (b). Curvas de infiltración de conductividad hidráulica saturada (c) y no saturada (d) en cuatro tipos de suelo representativos de la Cuenca de Estaña.

2.4.2 Propiedades físico – químicas de las muestras de suelo

Sobre las muestras de suelo recogidas se han analizado los siguientes parámetros físico – químicos necesarios para la ejecución de los modelos de erosión:

- **Pedregosidad:** Se ha calculado a partir de los porcentajes en peso de las fracciones gruesa y fina del suelo.

- **Densidad aparente:** Se ha obtenido a partir del peso y volumen total de la muestra. La densidad aparente de la fracción fina se ha obtenido a partir del peso y volumen de la fracción fina del suelo. El volumen de la fracción fina del suelo se ha obtenido mediante la diferencia entre el volumen total y el volumen de la fracción gruesa. El volumen de la fracción gruesa, constituida principalmente por calizas, se ha calculado considerando una densidad constante de 2 Mg m^{-3} (valor promedio de densidad de las calizas).
- **Volumen efectivo:** Se conoce como volumen efectivo del suelo aquel sobre el que tienen lugar los principales procesos de erosión y de retención de agua en el suelo. Soto y Navas (2004) definieron el volumen efectivo del suelo como el ratio entre el volumen de la fracción $< 2 \text{ mm}$ y el volumen total.
- **Granulometría:** Se ha determinado mediante un equipo láser de medida de las fracciones de $2\text{--}2000 \text{ }\mu\text{m}$ (*Coulter LS 230*), previa eliminación de la materia orgánica (ataque químico con H_2O_2 a $80 \text{ }^\circ\text{C}$) y tratamiento con ultrasonidos y hexametáfosfato sódico para facilitar la dispersión de las partículas.
- **Contenido volumétrico de agua en el suelo:** Se ha determinado el contenido volumétrico de agua en el suelo a saturación (θ_S), capacidad de campo (θ_{FC}), punto de marchitez permanente (θ_{PWP}) y agua disponible para las plantas (θ_{PAW}). La medida de θ_S y θ_{FC} se ha realizado mediante platos de cerámica porosa que permiten la saturación del suelo por capilaridad. Tras la saturación de las muestras de suelo, y para determinar el contenido de agua a capacidad de campo, éstas se han sometido a una presión de 33 kPa durante 24 horas en una olla a presión (Fig. 2.15.a). El valor de θ_{PWP} se ha obtenido tras someter las muestras de suelo, previamente saturadas, a una presión de 1500 kPa en un equipo de presión controlada, durante un periodo de 24 horas (Fig. 2.15.b). El valor de θ_{PAW} corresponde a la diferencia entre los valores de θ_{PWP} y de θ_{FC} . La determinación de θ_{FC} , θ_{PWP} y θ_{PAW} se ha realizado en las muestras de suelo de la Cuenca de Estaña, y la de θ_S y θ_{FC} en las muestras de suelo de la Subcuenca Piloto. Para el cálculo de θ_S , θ_{FC} y θ_{PWP} se han utilizado los valores de densidad aparente de la fracción fina del suelo, ya que la capacidad de retención de agua de las rocas es despreciable.
- **Contenido volumétrico de agua en el suelo medido in situ:** Se han tomado medidas in situ del contenido volumétrico de agua en el suelo (θ_0) o estado precedente de humedad del suelo, mediante una sonda *Delta-T Theta Probe ML2x* que mide la humedad del suelo en los ocho primeros centímetros de profundidad (Fig. 2.15.c). Sobre los 266 puntos de muestreo de la Subcuenca Piloto se han tomado tres medidas por punto del parámetro θ_0 durante los días 12 y 13 de junio de 2007. Esta fecha se sitúa en el momento de máximo vigor de la vegetación, y está asociada al estado de humedad del suelo al final de la primavera. Para una mejor

caracterización de las variaciones del estado inicial de humedad en el suelo se han tomado medidas del parámetro θ_0 en siete puntos de control repartidos entre los tres tipos de suelo presentes en la Subcuenca Piloto, durante el verano, el otoño y el invierno. La capacidad de almacenamiento de agua en el suelo es uno de los parámetros más importantes, junto con la conductividad hidráulica no saturada y saturada para explicar la respuesta del suelo frente a un evento de lluvia importante y la consecuente generación de escorrentía, así como su efecto sobre el crecimiento de los cultivos y de la vegetación natural.

- **Materia orgánica:** El contenido de materia orgánica en el suelo se ha estimado mediante el método de Sanerlandt, con dicromato potásico en caliente (Guitian y Carballas, 1976).
- **Cesio 137:** El radioisótopo ^{137}Cs se ha analizado por espectrometría de rayos gamma en las muestras de suelo de la Subcuenca Piloto, según la técnica radiométrica adaptada a suelos mediterráneos de en Navas y Walling (1992) y Navas (1995).

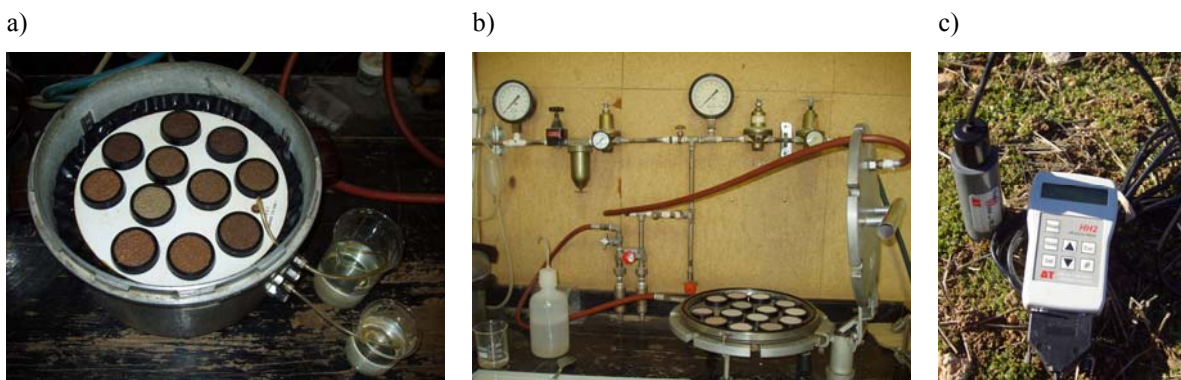


Fig. 2.15 Equipos de medida del contenido volumétrico de agua el suelo a capacidad de campo (a), punto de marchitez (b) y en condiciones iniciales o estado de humedad precedente del suelo (c).

Tras analizar las propiedades arriba descritas se han obtenido los siguientes resultados:

La pedregosidad en la Cuenca de Estaña y en la Sucuenca Piloto presenta un valor medio y máximo del 28 y 39 % en peso y del 78 y 98 % en peso, respectivamente (Tabla 2.3). Los correspondientes mapas de pedregosidad se han elaborado mediante interpolación espacial de los valores obtenidos en cada punto de muestreo, y añadiendo la información relativa a los canchales (Fig. 2.16.a y b). En las zonas de elevada pendiente ($> 22.5\%$) los valores medios de pedregosidad son del 30 y del 46 % para la Cuenca de Estaña y la Subcuenca Piloto, respectivamente. Por otro lado, la pedregosidad promedio disminuye en las zonas de cultivo hasta valores del 23 y del 30 %, en la Cuenca de Estaña y en la Subcuenca Piloto, respectivamente. El alto valor de pegregosidad superficial es frecuente en suelos mediterráneos, así como el incremento del contenido en piedras en función de la pendiente (Govers et al., 2006).

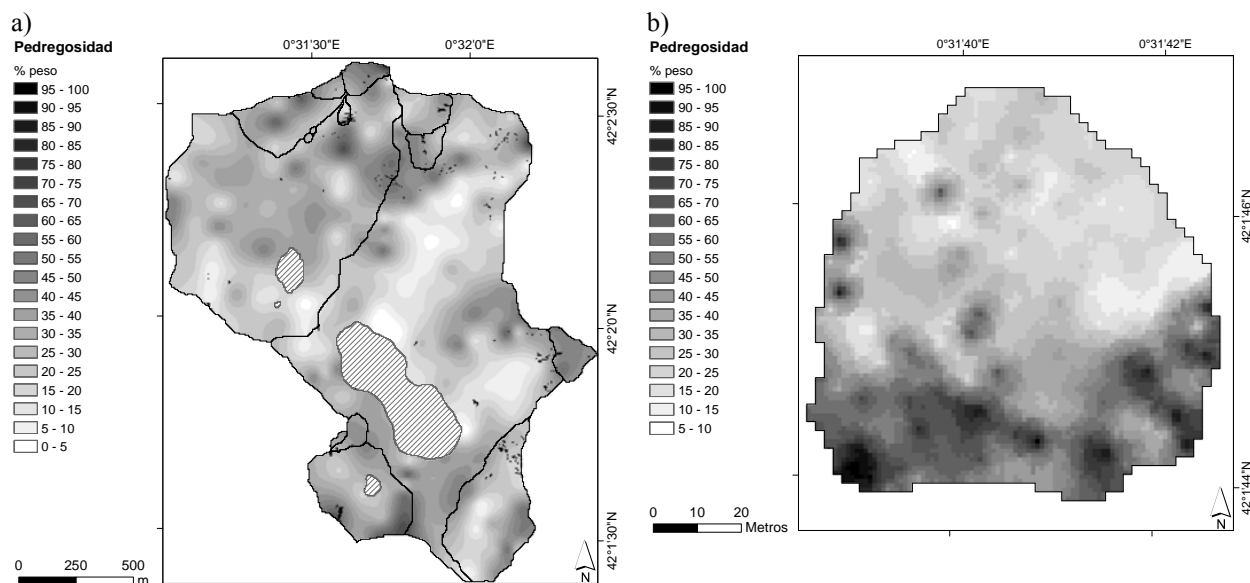


Fig. 2.16 Mapa del porcentaje en peso de la fracción > 2 mm del suelo en la Cuenca de Estaña (a) y en la Subcuenca Piloto (b).

Los valores promedio de densidad aparente del suelo de la muestra total y de la fracción fina en la Cuenca de Estaña han sido de 1.2 y 1.0 Mg m^{-3} , con valores mínimos y máximos de 0.6 y 0.4 Mg m^{-3} y de 2.3 y 2.5 Mg m^{-3} , respectivamente (Fig. 2.17.a; Tabla 2.3). En la Subcuenca Piloto, el valor promedio de densidad aparente de la muestra total y de la fracción fina del suelo ha sido de 1.3 y 1.1 Mg m^{-3} , respectivamente (Fig. 2.17.b; Tabla 2.3). La densidad aparente de la fracción total y fina para las muestras de suelo situadas en los campos de cultivo es de 1.3 y 1.1 Mg m^{-3} , y de 1.5 y 1.4 Mg m^{-3} , para la Cuenca de Estaña y la Subcuenca Piloto, respectivamente. El volumen efectivo promedio en las muestras de suelo de la Cuenca de Estaña y de la Subcuenca Piloto ha sido de 0.82 y de 0.73, con valores mínimos y máximos de 0.27 y 0.15, y de 1.00 y 0.99, respectivamente (Tabla 2.3). La textura del suelo en la Cuenca de Estaña y en la Subcuenca Piloto es de tipo franco – limosa en el 85 % de las muestras analizadas, con un contenido medio y máximo de la fracción arcilla del 22 y 20 % y del 37 y 86 %, respectivamente (Fig. 2.17.c).

Los mapas del contenido volumétrico de agua en el suelo a capacidad de campo, punto de marchitez permanente y contenido de agua disponible para las plantas en la Cuenca de Estaña presentan un valor medio, mínimo y máximo del 25.2, 15.7 y 9.6 % Vol, del 9.5, 3.1 y 1.8 % Vol y del 45.9, 31.0 y 34.4 % Vol, respectivamente (Fig. 2.18.a, b y c; Tabla 2.3). Sobre las muestras de suelo de la Subcuenca Piloto se determinó el contenido volumétrico de agua en el suelo a saturación y a capacidad de campo, obteniendo un valor medio, mínimo y máximo del 48.4 y 23.8 % Vol, del 6.1 y 2.5 % Vol y del 105.2 y 47.3 % Vol, respectivamente (Fig. 2.19.a y b; Tabla 2.3). El contenido de agua en el suelo a capacidad de campo en las muestras de los campos

de cultivo es ligeramente superior al del conjunto de la zona de estudio, con valores promedio de 26.5 y 25.4 % Vol, en la Cuenca de Estaña y en la Subcuenca Piloto, respectivamente.

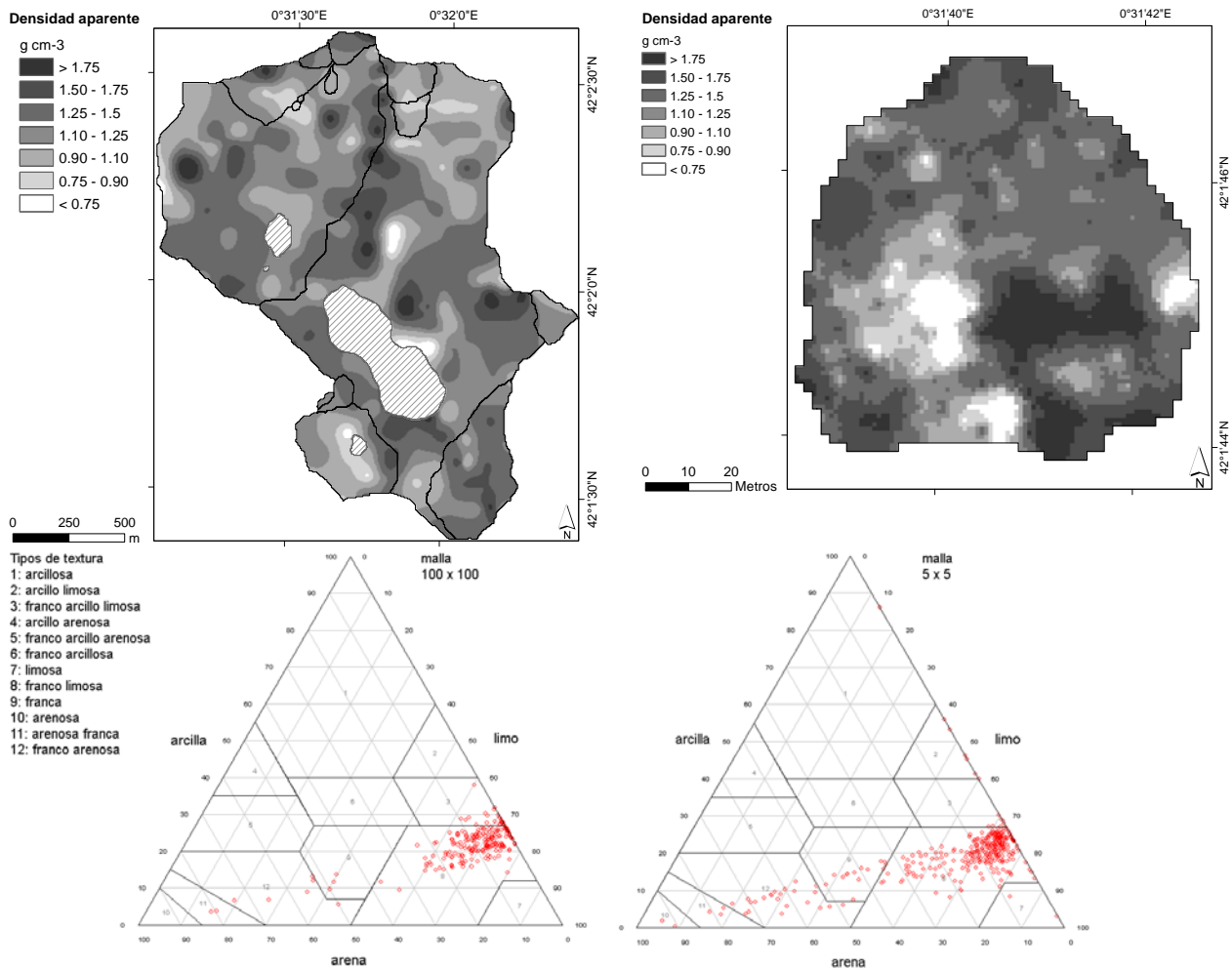


Fig. 2.17 Mapas de densidad aparente en la Cuenca de Estaña (a) y en la Subcuenca Piloto (b). Clasificación textural de las muestras de suelo en la Cuenca de Estaña y en la Subcuenca Piloto (c).

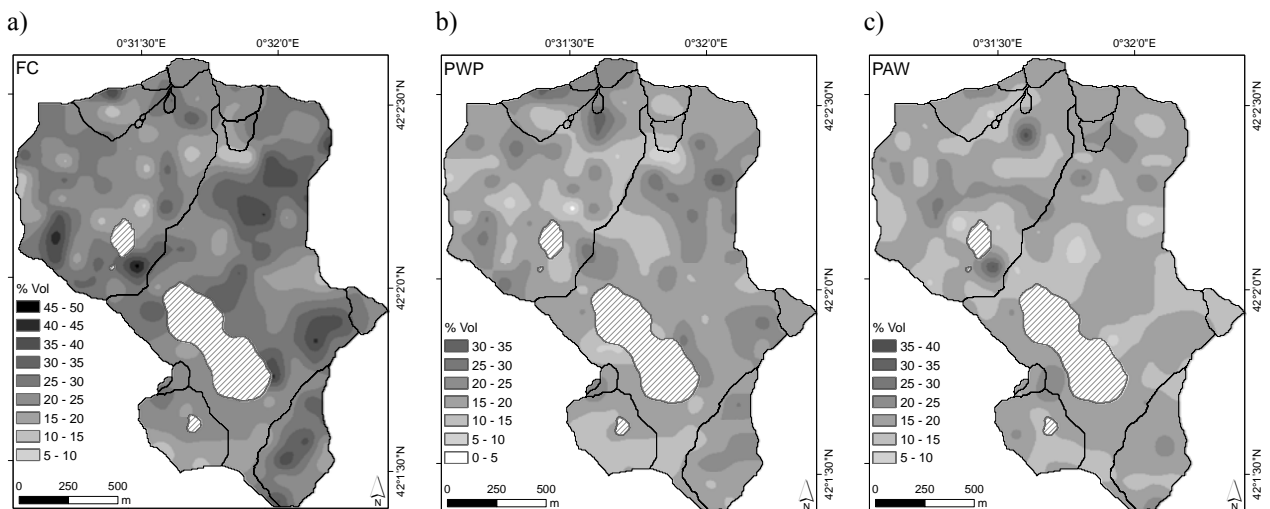


Fig. 2.18 Mapa del contenido volumétrico de agua en el suelo a capacidad de campo (a), punto de marchitez permanente (b) y contenido en agua disponible para las plantas (c) en la Cuenca de Estaña.

A partir de las medidas del contenido volumétrico de agua en el suelo en el mes de junio se ha elaborado el mapa del parámetro θ_{0-Jn} cuyo valor medio, mínimo y máximo es de 6.1, 0.5 y 18.0 % Vol, respectivamente (Fig. 2.19.c; Tabla 2.4). Los valores más elevados de humedad se han medido en el campo de cultivo situado en el centro de la Subcuenca Piloto, así como en las depresiones topográficas identificadas en el mapa geomorfológico de esta subcuenca (Fig. 2.11.b). Estas zonas corresponden a puntos de concentración de la escorrentía. La variabilidad interanual observada en los siete puntos de control es muy alta y refleja importantes cambios en el estado de humedad del suelo (Tabla 2.4). Este hecho tiene una importante repercusión en la respuesta hidrológica del suelo frente a los eventos de lluvia, al cambiar el tiempo de saturación del suelo y por lo tanto el momento y el volumen final de la escorrentía generada.

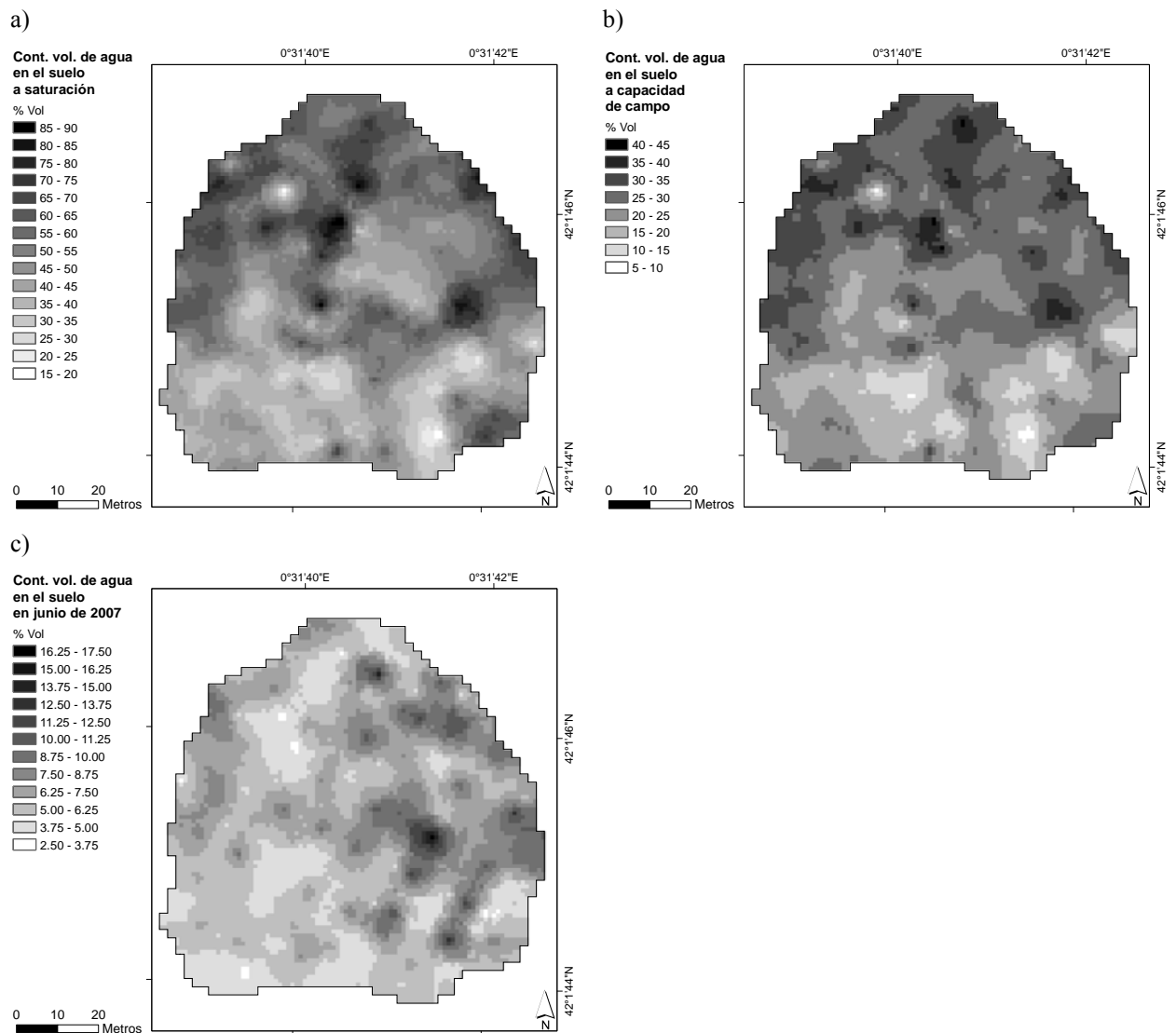


Fig. 2.19 Mapa del contenido volumétrico de agua en el suelo a saturación (a), a capacidad de campo (b) y medido sobre el terreno en junio de 2007 (c) en la Subcuenca Piloto.

El contenido de materia orgánica en los suelos de la Cuenca de Estaña y de la Subcuenca Piloto presenta un valor medio, mínimo y máximo del 3.8 y 9.0 %, del 0.5 y 0.3 % y del 19.8 y 79.5 %, respectivamente (Fig. 2.20.a y b; Tabla 2.3). Los elevados porcentajes de materia orgánica en la Subcuenca Piloto se deben a que el 63 % de las muestras se localizan en zona forestal, con gran desarrollo de bosques de quejigos, en los que el contenido de materia orgánica es muy elevado. Los suelos de la Cuenca de Estaña presentan un contenido promedio de carbonato cálcico equivalente y de yeso del 42 y del 8 %, respectivamente, con valores máximos de carbonatos en los Regosoles cálcicos y Calcisoles y de yeso en los Gypsisoles y Regosoles gypsicos. Los valores promedio de conductividad eléctrica (*CE*) y de pH son de 0.6 dS m⁻¹ y 8.0, respectivamente, con valores más altos de *CE* y de mayor acidez en los Gypsisoles y Regosoles gypsicos, y menor *CE* y mayor alcalinidad en los Calcisoles y Regosoles cálcicos.

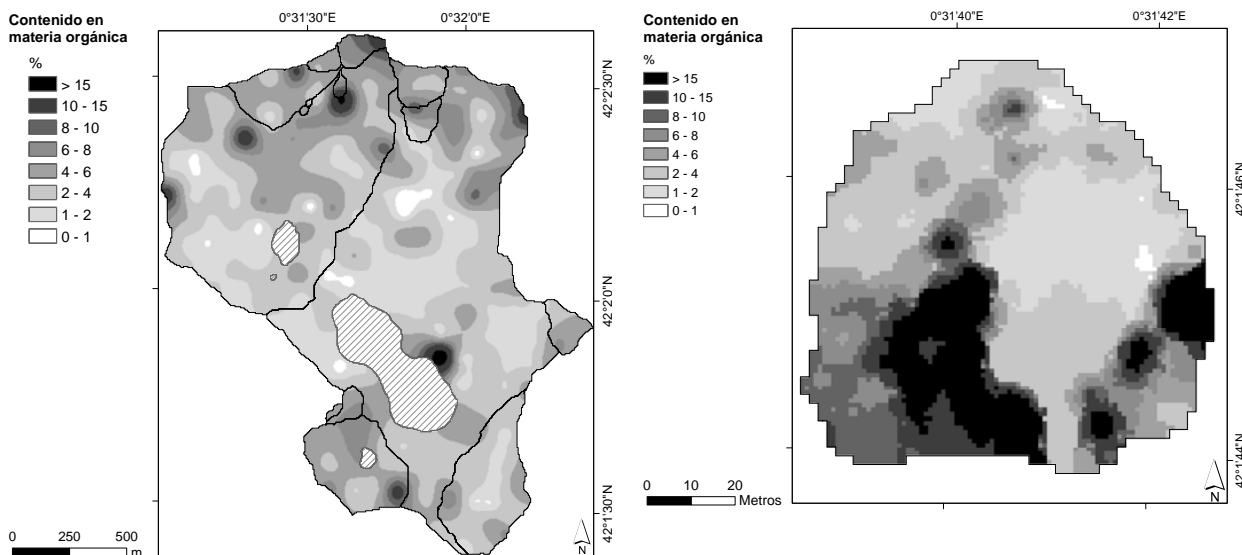


Fig. 2.20 Mapa del contenido en materia orgánica en la Cuenca de Estaña y en la Subcuenca Piloto.

Tabla 2.3 Estadística de propiedades físicas y químicas del suelo en la Cuenca de Estaña y en la Subcuenca Piloto.

Valor	Cuenca de Estaña								Subcuenca Piloto						
	P	DT	Df	Vef	θ_{FC}	θ_{PWP}	θ_{PAW}	MO	P	DT	Df	Vef	θ_S	θ_{FC}	MO
	(%)	(gr cm ⁻³)	(0-1)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(gr cm ⁻³)	(0-1)	(%)	(%)	(%)	(%)
medio	28.4	1.2	1.0	0.82	25.2	15.7	9.6	3.8	41.2	1.3	1.1	0.73	48.4	23.8	9.0
mínimo	0.0	0.6	0.4	0.27	9.5	3.1	1.8	0.5	4.4	0.1	0.1	0.15	6.1	2.5	0.3
máximo	76.2	2.3	2.5	1.00	45.9	31.0	34.4	19.8	97.8	2.0	1.9	0.99	95.2	47.3	79.5
dt	15.1	0.3	0.3	0.11	6.9	5.1	3.9	2.8	21.8	0.4	0.5	0.18	15.5	7.9	11.3

P: Pedregosidad; DT: Densidad aparente del suelo; Df: Densidad aparente de la fracción fina del suelo; Vef: Volumen efectivo; θ_S : Contenido volumétrico de agua a saturación; θ_{FC} : Contenido volumétrico de agua a capacidad de campo; θ_{PWP} : Contenido volumétrico de agua en el punto de marchitez permanente; θ_{PAW} : Contenido volumétrico de agua disponible para las plantas; MO: materia orgánica; dt: Desviación típica.

Tabla 2.4 Contenido volumétrico de agua por tipo de suelo en los puntos de muestreo de la Subcuenca Piloto medidos en primavera, y en los puntos de control en verano, otoño e invierno.

Tipo de suelo	Primavera					PC	Verano	Otoño	Invierno	VI					
	12, 13–Jn–07										n	medio	medio	medio	%
	n	medio	mín.	máx.	d.t.										
Calcisol háplico	87	6.7	2.7	18.0	2.6	2	3.3	4.5	5.5	103.4					
Leptosol lítico	179	6.3	2.3	14.3	2.2	2	2.7	7.7	5.3	188.0					
Leptosol réndzico	95	5.4	0.5	13.1	2.1	3	2.3	3.6	4.6	139.3					
Total	361	6.1	0.5	18.0	2.3	7	2.7	5.2	5.1	124.0					

PC: Puntos de control. VI: variación interanual.

Determinación del ^{137}Cs en los suelos de la Subcuenca Piloto

El ^{137}Cs , producido como subproducto de los ensayos nucleares atmosféricos realizados entre 1959 y 1970, se distribuyó globalmente en la estratosfera y su depósito por la lluvia se inició en 1954. Por ser altamente reactivo, su incorporación en suelos y sedimentos es rápida, quedando fuertemente adsorbido en la fracción fina del suelo, de tal modo que es esencialmente no intercambiable y su redistribución ocurre en asociación con partículas del suelo por procesos de erosión y sedimentación (Tamura, 1964). El ^{137}Cs tiene una vida media de 30.17 años y emite radiación gamma (661.7 keV) fácilmente medible mediante espectrometría de rayos gamma.

La distribución y la velocidad de erosión en un área se pueden determinar estableciendo una relación cuantitativa entre la pérdida y ganancia de ^{137}Cs y la cantidad de erosión y depósito. Para establecer la distribución del ^{137}Cs en el paisaje y en el perfil del suelo, en primer lugar se debe determinar la carga de referencia de ^{137}Cs para el área. Para ello se muestrea un número representativo de emplazamientos no afectados por procesos de erosión o depósito. La metodología para la aplicación de la técnica radiométrica se describe en detalle en (Navas, 1995).

El inventario de referencia para el área de estudio se ha establecido a partir de los perfiles del radioisótopo obtenidos en ocho puntos estables. Los inventarios de ^{137}Cs se han determinado en las 266 muestras de suelo recogidas en la Subcuenca Piloto. La medida del radioisótopo se realizó sobre una submuestra de 50 gramos, y mediante espectrometría de rayos gamma con un equipo de análisis *Canberra Industries* que incorpora un cristal de germanio hiperpuro refrigerado con nitrógeno líquido (Fig. 2.21.a) e incluye la aplicación analítica *Genie 2000 Gamma Acquisition & Analysis V2.1A* para el análisis de los picos de actividad (Fig. 2.21.b). El tiempo de medida de cada muestra ha sido de 33000 segundos, lo que proporciona una precisión de la medida de $\pm 6\%$.

A partir de los valores de actividad de ^{137}Cs (mBq) y de los valores de densidad aparente, volumen efectivo del suelo y profundidad de muestreo se calcula la concentración (mBq g^{-1}) y el inventario del ^{137}Cs (mBq cm^{-2}) (Tabla 2.5). El inventario de referencia presenta un valor medio de $157 \pm 7 \text{ mBq cm}^{-2}$. El valor medio para las muestras de la Subcuenca Piloto ha sido de $154.2 \text{ mBq cm}^{-2}$. Estos valores se sitúan en los rangos obtenidos en otras áreas próximas de la Cuenca del Ebro (Navas et al., 2007c).

Tabla 2.5 Valor medio, mínimo, máximo y desviación típica de ^{137}Cs en los suelos de la Subcuenca Piloto (n = 266).

Valor	Concentración (mBq g^{-1})	Inventario (mBq cm^{-2})
medio	14.4	154.2
mínimo	0.0	0.0
máximo	56.9	595.5
desviación típica	11.2	103.9

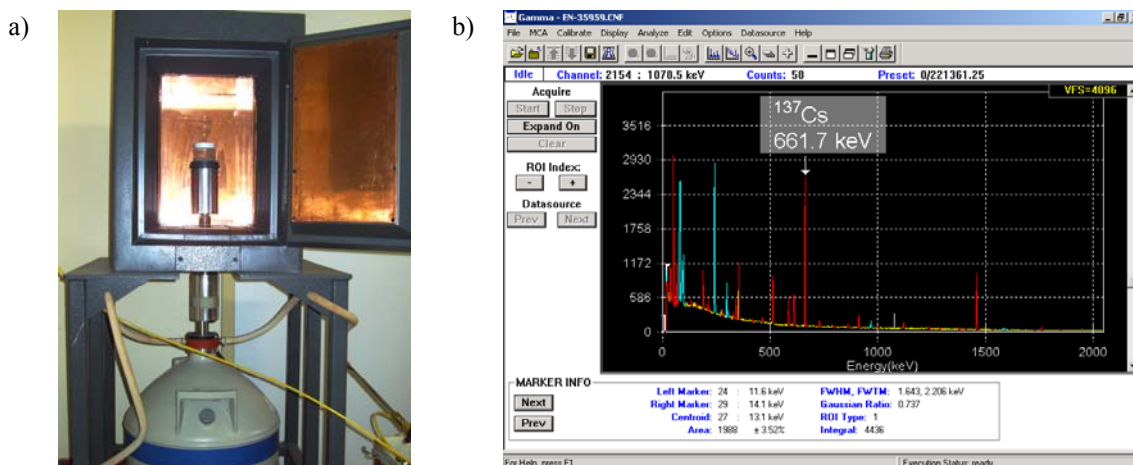


Fig. 2.21 Equipo de análisis de radiación gamma *Canberra Industries* (a). Imagen de la aplicación *Genie 2000 Gamma Acquisition & Analysis V2.1A* y espectro tipo de diferentes radionucleidos.

Variabilidad espacial de las propiedades de suelo analizadas

Uno de los aspectos más importantes en los suelos mediterráneos es la fuerte variabilidad espacial de las propiedades edáficas, incluso dentro de un mismo tipo de suelo, tal y como se observa en la Cuenca de Estaña (Tabla 2.6). El análisis estadístico de esta variación se ha llevado a cabo mediante diagramas de caja para ocho de las principales propiedades físico – químicas en los cinco tipos de suelo identificados (Fig. 2.22). Los resultados obtenidos muestran que los Leptosoles son los suelos de mayor variabilidad, mientras que los Gypsisoles son los que presentan una mayor homogeneidad. En los Calcisoles, la variabilidad de las propiedades analizadas es menor que en los Regosoles.

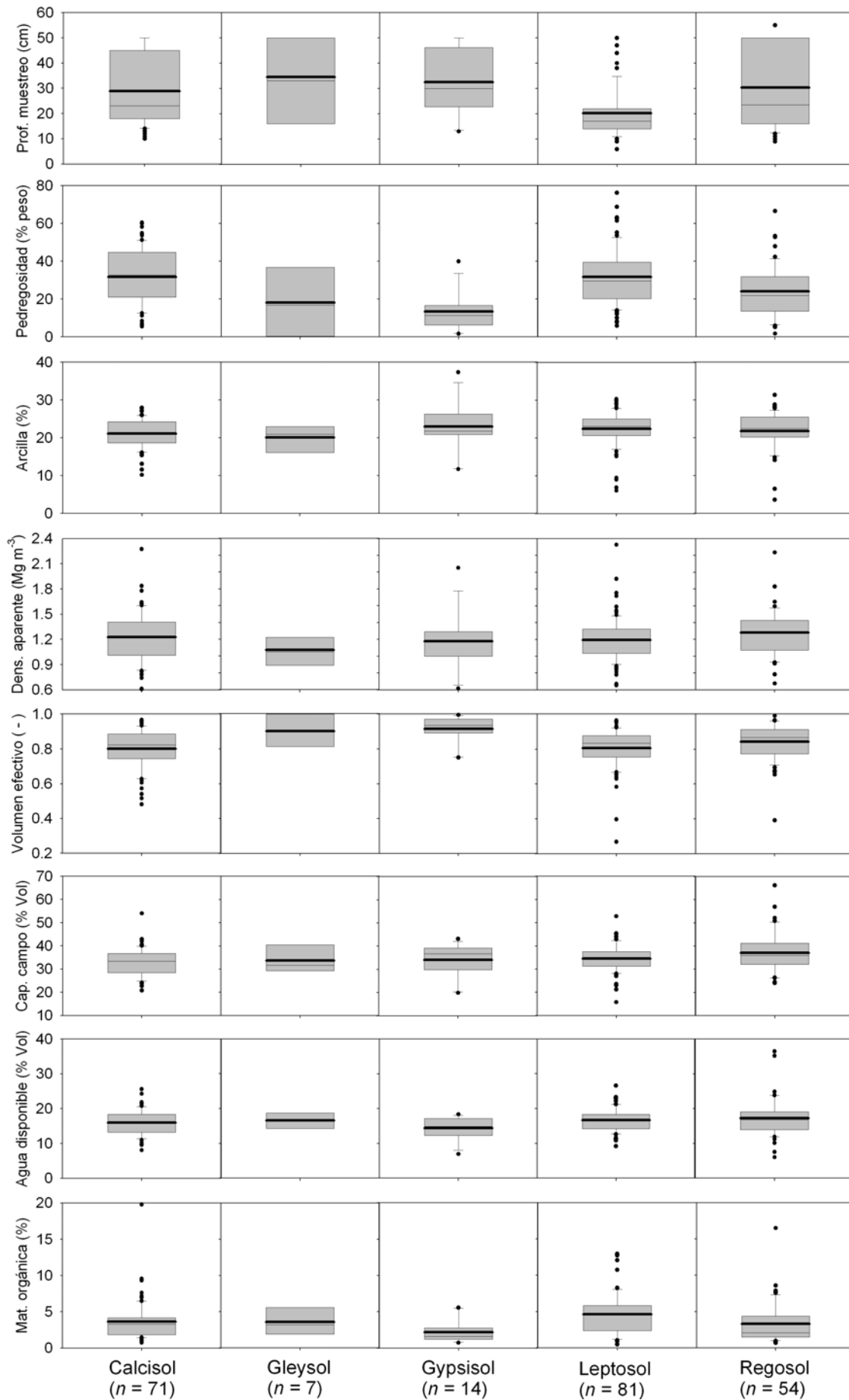


Fig. 2.22 Variabilidad de propiedades físico – químicas por tipo de suelo, representado mediante diagramas de caja.

Tabla 2.6 Valores promedio de las propiedades físico – químicas en los suelos de la Cuenca de Estaña.

Tipo de suelo	n	PM	P	δ_T	$\delta_{<2mm}$	Vol _{eff}	arcilla	θ_{FC}	θ_{PWP}	θ_{PAW}	MO	K (h= - 2 cm)	K _{fs}	Φ_m
		cm	%	Mg m ⁻³	(0 – 1)	%	% Vol	%	mm día ⁻¹	mm día ⁻¹	mm ² día ⁻¹			
Calcisol hipercálcico	8	31.3	31.2	1.34	1.18	0.79	22.7	31.2	16.1	15.1	2.9	53.3	191.1	19090.2
Calcisol háplico	22	35.3	28.5	1.24	1.10	0.82	22.0	32.4	17.9	14.5	3.5	357.7	1046.8	34641.7
Calcisol háplico + Leptosol háplico	17	26.4	35.6	1.20	0.98	0.78	19.4	31.6	14.8	16.8	3.5	5.9	917.3	189.1
Calcisol háplico + Regosol gypsico	6	35.3	11.6	1.28	1.22	0.93	23.5	35.9	20.9	15.1	2.7	330.4	1199.7	1224.3
Calcisol háplico + Vertisol	1	19.0	60.0	0.88	0.48	0.74	20.4	27.9	10.2	17.7	4.9	239.5	574.3	6082.3
Calcisol léptico	17	20.3	38.0	1.18	0.96	0.77	20.3	34.0	15.9	18.0	4.6	46.2	1019.2	3037.3
Gleysol háplico	1	50.0	18.3	0.82	0.72	0.93	22.5	30.3	16.5	13.9	5.9	433.8	29.7	749.0
Gleysol háplico + Fluvisol + Vertisol	6	32.0	18.1	1.12	1.02	0.90	19.6	34.4	17.2	17.2	3.1	27.3	1101.1	4122.9
Gypsisol háplico	10	32.7	12.1	1.20	1.15	0.92	23.3	36.0	21.3	14.7	2.1	152.9	9.9	198.9
Gypsisol lúvico	4	32.0	16.7	1.12	1.04	0.90	22.4	28.2	14.9	13.3	2.5	63.7	70.3	141.7
Leptosol lítico	8	17.4	32.8	1.19	0.99	0.81	20.3	34.1	14.7	19.4	4.2	274.2	1900.9	3042.4
Leptosol lítico + Calcisol léptico	48	19.6	29.9	1.19	1.03	0.82	22.5	34.3	18.1	16.3	4.5	21.3	545.8	2161.8
Leptosol lítico + Regosol lítico	5	18.4	37.8	1.13	0.88	0.79	22.1	33.9	16.8	17.0	5.1	348.9	1834.6	1335.2
Leptosol háplico	9	23.8	28.1	1.18	1.01	0.83	24.1	33.7	18.0	15.4	3.8	88.9	2252.5	3750.8
Leptosol réndzico	5	31.4	30.4	1.31	1.10	0.79	22.4	33.5	17.7	15.9	3.9	298.7	1416.7	1684.3
Leptosol réndzico + Kastanozem crómico	6	16.8	46.2	1.22	0.96	0.69	21.6	40.5	21.8	18.7	7.4	26.7	494.3	208.9
Regosol gypsico + Calcisol háplico	38	30.6	21.9	1.24	1.13	0.86	21.6	38.0	20.4	17.5	3.6	98.0	184.7	467.3
Regosol gypsico + Gypsisol háplico	5	20.8	26.5	1.33	1.20	0.83	19.7	36.6	20.8	15.8	2.5	53.3	142.7	499.4
Regosol gypsico + Vertisol	1	50.0	5.3	1.38	1.36	0.96	25.5	42.8	24.1	18.7	1.7	45.5	467.4	39650.2
Regosol háplico	7	33.1	34.9	1.42	1.28	0.75	22.0	32.9	15.5	17.4	2.8	195.6	472.7	4234.1
Regosol háplico (costra)	3	30.3	28.7	1.28	1.12	0.82	25.8	33.6	18.5	15.1	2.2	56.9	51.7	1437.6

PM: Profundidad de muestreo; P: Pedregosidad; EHD: Profundidad hidrológica efectiva; δ_T : Densidad aparente del suelo; $\delta_{<2mm}$: Densidad aparente de la fracción fina; Vol_{eff}: Volumen efectivo; θ_{FC} , θ_{PWP} y θ_{PAW} : Contenido volumétrico de agua en el suelo a capacidad de campo, punto de marchitez y agua disponible. MO: Materia orgánica.

2.5 Usos del suelo y cubierta vegetal

La vegetación de la Cuenca de Estaña corresponde a la transición entre los regímenes bioclimáticos mediterráneo y submediterráneo (Riera et al., 2006). La primera comunidad está dominada por encinas de hojas redondeadas (*Quercus rotundifolia*) con algunos arbustos de boj (*Buxus sempervirens*), enebro (*Juniperus oxycedrus*) y otras plantas submediterráneas. La segunda comunidad de plantas está dominada por quejigos (roble de hoja caduca resistente a la sequía; *Q. faginea* y *Q. cerroides* o *Q. subpyrenaica* según Himrane et al. (2004)), acompañados de arbustos de boj y otras plantas mediterráneas. Durante las primeras fases de apertura de claros en la masa forestal primaria se expandió la comunidad de coscojas (*Q. coccifera*), aunque en los lugares de fuerte degradación, los arbustos, tales como el romero (*Rosmarinus officinalis*) y la lavanda (*Lavandula latifolia*) se dispersaron. En último lugar, la degradación de estas comunidades ha permitido la expansión de la vegetación arbustiva formada por ejemplares de boj, enebro (*J. oxycedrus*) o terebinto (*Pistacia terebinthus*).

Los márgenes de los lagos, así como una zona situada en la mitad norte de la zona de estudio, aguas abajo de un manantial, están ocupados por un cinturón de vegetación lacustre y palustre, constituida por masas densas de espadañas (*Typha angustifolia* y *Typha latifolia*), carrizos (*Phragmites australis*), juncos (*Juncus* spp.), junquillos (*Scirpus* spp.) y tarays (*Tamarix* spp.). En el límite norte de la cuenca aparece una pequeña masa forestal formada por ejemplares jóvenes de pino (*Pinus sylvestris*) asociados a labores de reforestación.

La vegetación ligada a la actividad humana incluye cultivos de secano, principalmente cebada de invierno (*Hordeum vulgare* L.), aunque en algunas parcelas y en determinados años también se cultiva trigo (*Triticum* spp) y alfalfa (*Medicago sativa*). Aparecen de modo disperso pastos naturales de ballico y trébol (*Lolium perenne*, *Trifolium scabrum*) dedicados a la alimentación de la ganadería ovina. En los límites de los campos de cultivo aterrazados aparecen ejemplares antiguos de olivo (*Olea europaea*) y de almendro (*Prunus amygdalus*) y en el cuadrante noroeste de la zona de estudio hay un campo abandonado que fue dedicado al cultivo de la vid (*vitis* spp).

2.5.1 Mapa de usos del suelo

Los distintos usos y las diferentes cubiertas vegetales que aparecen en la zona de estudio se identificaron in situ en una primera campaña de campo. Se diferenciaron un total de diecisiete usos del suelo, siete de los cuales corresponden a cubiertas de origen antrópico: urbano y asfalto, camino de tierra, cultivo de cebada de invierno, pastos, olivos y almendros, y campos abandonados antiguos (> 50 años) y recientes (< 25 años). Las otras doce cubiertas son: suelo

desnudo, canchal, pinar, bosque de quejigo, bosque mediterráneo denso y abierto, arbusto denso y disperso, chopera y vegetación de ribera asociada a la laguna y a zonas húmedas (Fig. 2.23).

El mapa de usos del suelo se obtuvo mediante digitalización de los distintos polígonos asociados a cada uso y cubierta, utilizando información de campo, además de dos ortofotos de la zona de estudio. Este proceso se llevó a cabo mediante las aplicaciones SIG *ArcView 3.2* y *ArcGIS 9.0*. La primera de las ortofotos es una imagen en blanco y negro de la hoja 289-III-III a una resolución de 1 metro por lado del píxel, correspondiente al vuelo realizado en octubre de 1997 dentro del Sistema de Información Geográfica Oleícola Español del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (MAPA). La segunda ortofoto es una imagen en color, de mayor resolución y más reciente, que forma parte del Sistema de Información Geográfica de Parcelas Agrícolas (SIGPAC) del MAPA. Esta última imagen permitió la identificación precisa de los límites y zonas de contacto entre las distintas formaciones vegetales y usos del suelo.



Fig. 2.23 Vegetación característica de la zona de estudio: vegetación de ribera con chopos alrededor del Estanque Grande de Abajo (a), cultivo de cebada con un bosque de quejigos al fondo (b), y vegetación arbustiva dispersa en un suelo altamente degradado (c).

El mapa de usos del suelo y cubiertas de vegetación (Fig. 2.24) muestra el aspecto típico de un agroecosistema mediterráneo, en el que las diferentes cubiertas y usos presentan una distribución espacial heterogénea, con frecuentes cambios de cubierta y uso a lo largo de la misma ladera, junto con una pequeña extensión espacial de las unidades o polígonos de cada tipo de cubierta. Los porcentajes del área ocupada por cada uso en el conjunto de la zona de estudio (Tabla 2.7) indican que los campos de cebada de invierno constituyen el principal uso (29 % de la zona de estudio), distribuidos a lo largo de los tres lagos, en zonas de poca pendiente, y de modo disperso en las laderas norte y sur de la zona de estudio, en zonas de mayor pendiente. Las cubiertas de bosque mediterráneo y de arbustos representan el 52 % de la zona de estudio, mientras que el resto de cubiertas aparecen de modo disperso y con porcentajes inferiores al 5 % del total de ocupación del terreno. En el análisis de la distribución espacial de las diferentes cubiertas destaca el elevado porcentaje del bosque de quejigos situado en la cara norte (73.5 %). Especial mención

merece la extensa zona de arbustos dispersos situada al norte del Estanque de Arriba, que constituye la mayor superficie con escasa cubierta vegetal, y que además se sitúa en laderas de elevada pendiente. Por último, cabe destacar la ubicación dispersa de los campos abandonados, tanto antiguos como recientes, que se sitúan alejados de los principales caminos y en las zonas de mayor pendiente, principalmente en el extremo norte y sur de la zona de estudio.

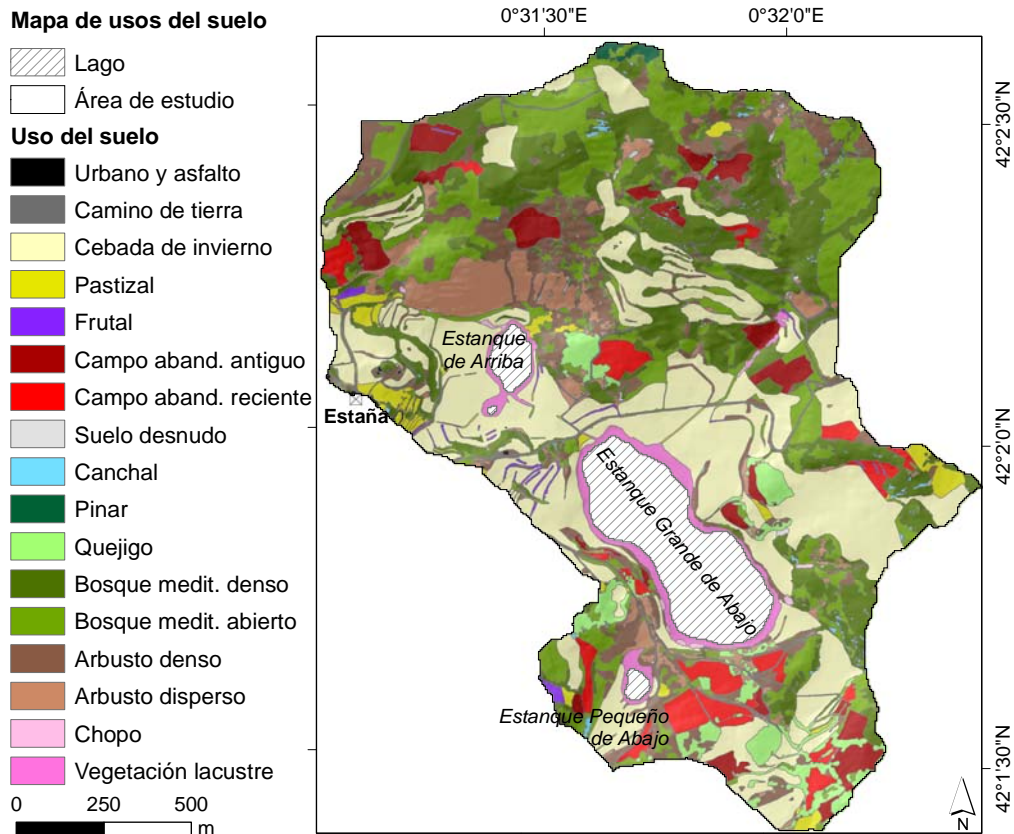


Fig. 2.24 Mapa de usos del suelo y cubiertas de vegetación de la Cuenca de Estaña.

2.5.2 Parámetros de las cubiertas vegetales y usos del suelo

Los parámetros de interés de las diferentes cubiertas de vegetación y usos del suelo utilizados en esta investigación para el cálculo y modelización de la erosión son: la altura de las plantas (PH ; m); los porcentajes de suelo cubierto por el dosel (CC ; %) y de interceptación neta de la lluvia por la vegetación (RI ; %) y la profundidad hidrológica efectiva (EHD , m) definida por Morgan (2001) como el espesor del suelo cuyo valor de capacidad de almacenamiento de agua condiciona la formación de escorrentía superficial. En la mayor parte de los casos, los valores de los citados parámetros de cada uso y cubierta han sido obtenidos a partir de datos bibliográficos (Tabla 2.7). Los parámetros asociados a campos abandonados antiguos y recientes, presentan un tipo de cubierta vegetal similar a la del bosque mediterráneo denso y a la de arbustos dispersos, respectivamente.

Tabla 2.7 Comunidad vegetal, superficie y parámetros asociados a los distintos usos y cubiertas vegetales de la Cuenca de Estaña.

Uso del suelo	Comunidad vegetal	Área				PH	CC	RI	EHD ⁽¹⁾		
		Total		Cara N	Cara S						
		ha	%	%*	%*						
Antrópico	Urbano y asfalto	----	0.2	0.1	40.7	59.3	-	-	-	-	
	Camino de tierra	----	3.2	1.4	46.7	53.3	-	-	-	0.05	
	Cebada de invierno	<i>H. vulgare</i>	65.2	28.6	39.0	61.0	0-0.46 ⁽²⁾ ; 0.10**	30.42 ⁽²⁾	0-14 ⁽³⁾ ; -3 ^{***(4)} ; 7.33**	8.33 ⁽⁵⁾	0.12
	Pasto	<i>L. perenne</i> , <i>T. scabrum</i>	4.9	2.2	27.6	72.4	0.28 ⁽⁵⁾	100 ⁽²⁾	23.67 ⁽¹¹⁾	8.33 ⁽⁵⁾	0.12
	Olivo o almendro	<i>O. europaea</i> , <i>P. amygdalus</i>	1.1	0.5	34.9	65.1	10 ⁽¹³⁾	27.5 ⁽⁸⁾	23.67 ⁽¹¹⁾	8.33 ⁽⁵⁾	0.15
	Campo abandonado antiguo	<i>Q. rotundifolia</i> , <i>Q. coccifera</i> , <i>B. sempervirens</i> , <i>J. oxicedrus</i>	10.5	4.6	27.1	72.9	5.5 ⁽¹³⁾	80.7 ⁽⁶⁾	22.5 ⁽⁷⁾	8.33 ⁽⁵⁾	0.15
	Campo abandonado reciente	<i>B. sempervirens</i> , <i>R. officinalis</i> , <i>L. latifolia</i>	9.2	4.0	61.6	38.4	1 ⁽¹³⁾	27.5 ⁽⁸⁾	30.8 ⁽⁹⁾	8.33 ⁽⁵⁾	0.12
Natural	Suelo desnudo	----	0.4	0.2	9.6	90.4	-	-	-	-	0.09
	Canchal	----	1.1	0.5	10.4	89.6	-	-	-	-	-
	Pinar	<i>P. sylvestris</i>	0.6	0.3	3.9	96.1	10 ⁽¹⁰⁾	80.7 ⁽⁶⁾	24 ⁽¹⁰⁾	8.33 ⁽⁵⁾	0.20
	Quejigo	<i>Q. faginea</i> , <i>Q. cerroides</i>	8.4	3.7	73.5	26.5	20 ⁽¹³⁾	80.7 ⁽⁶⁾	23.67 ⁽¹¹⁾	8.33 ⁽⁵⁾	0.20
	Bosque mediterráneo denso	<i>Q. rotundifolia</i> , <i>Q. coccifera</i> , <i>B. sempervirens</i> , <i>J. oxicedrus</i>	41.6	18.2	16.2	83.8	5.5 ⁽¹²⁾	80.7 ⁽⁶⁾	22.5 ⁽⁷⁾	8.33 ⁽⁵⁾	0.20
	Bosque mediterráneo abierto	<i>Q. coccifera</i> , <i>B. sempervirens</i> , <i>J. oxicedrus</i>	41.3	18.1	16.7	83.3	2 ⁽¹³⁾	27.5 ⁽⁸⁾	22.5 ⁽⁷⁾	8.33 ⁽⁵⁾	0.15
	Arbusto denso	<i>B. sempervirens</i> , <i>R. officinalis</i> , <i>L. latifolia</i>	22.5	9.8	27.3	72.7	1 ⁽¹²⁾	80.7 ⁽⁶⁾	30.8 ⁽⁹⁾	8.33 ⁽⁵⁾	0.12
	Arbusto disperso	<i>B. sempervirens</i> , <i>R. officinalis</i> , <i>L. latifolia</i>	12.1	5.3	14.1	85.9	1 ⁽¹²⁾	27.5 ⁽⁸⁾	30.8 ⁽⁹⁾	8.33 ⁽⁵⁾	0.09
	Chopo	<i>P. nigra</i>	0.4	0.2	55.3	44.7	25 ⁽¹³⁾	98 ⁽¹⁴⁾	23.67 ⁽¹¹⁾	8.33 ⁽⁵⁾	0.20
	Vegetación de ribera	<i>T. angustifolia</i> , <i>T. latifolia</i> , <i>P. australis</i> , <i>Juncus ssp.</i> , <i>Scirpus ssp.</i> , <i>Tamarix ssp.</i>	5.4	2.3	46.6	53.4	3 ⁽¹³⁾	100 ⁽²⁾	8.33 ⁽⁵⁾	8.33 ⁽⁵⁾	0.14

PH: altura de la vegetación; CC: cubierta del dosel; RI: intercepción de la lluvia; SC: cubierta del suelo; y EHD: profundidad hidrológica efectiva. *Porcentaje respecto del total del área para cada uso o cubierta del suelo; ** Valor promedio anual; *** Residuos tras la cosecha. ⁽¹⁾Morgan (2001); ⁽²⁾Renard et al. (1997); ⁽³⁾Eberbach y Pala (2005); ⁽⁴⁾Cook et al., 2006; ⁽⁵⁾Ashby (1999); ⁽⁶⁾Rodríguez-Calcerrada et al. (2007); ⁽⁷⁾Rodríguez y Schnabel (1998); ⁽⁸⁾Carreiras et al. (2006); ⁽⁹⁾Belmonte y Romero (1998); ⁽¹⁰⁾Llorens y Domingo (2007); ⁽¹¹⁾Staelens et al. (2006). ⁽¹²⁾Rambal et al. (2003); ⁽¹³⁾IPE-GA (2005); ⁽¹⁴⁾Nagler et al. (2004).

2.6 Análisis y generación de variables climáticas

El área de estudio se localiza en una zona de transición climática gradual, entre las zonas pirenaicas de media elevación con abundantes precipitaciones distribuidas durante todo el año y oscilaciones térmicas suaves, y la depresión del Ebro con escasas precipitaciones distribuidas de modo irregular a lo largo del año, fuertes oscilaciones térmicas entre los meses de invierno, en los que es frecuente la presencia de bancos de niebla persistente, y los meses de verano, en los que puede haber una ausencia casi total de precipitaciones. Las sucesivas barreras montañosas del Pirineo Central en los alrededores de la zona de estudio, retienen la humedad de los flujos mediterráneos, y en menor medida cantábricos, dando lugar a un clima mediterráneo continentalizado. A pesar de la diversidad del régimen de temperaturas y precipitaciones, el tipo de clima del área de estudio es el que predomina en la Península Ibérica (Castro-Diez, 1996).

Otra de las características del clima mediterráneo es la fuerte fluctuación interanual en las precipitaciones mensuales y anuales, lo que incrementa aún más la severidad del clima mediterráneo. Las bajas temperaturas durante el invierno, propias de las regiones mediterráneas de carácter continental, imponen un freno a la actividad de las plantas, quedando fragmentado en dos períodos, primavera y otoño, el tiempo favorable para el desarrollo vegetativo. El papel protector de la vegetación frente a los procesos de erosión y redistribución del suelo es fundamental en los ambientes mediterráneos con eventos de lluvia de alta intensidad.

En las zonas de montaña del noreste peninsular, el régimen de precipitaciones anuales se caracteriza por una distribución bimodal, con un máximo en otoño y un segundo pico en primavera. Las tormentas convectivas son frecuentes en esta zona durante el verano con elevados valores de intensidad máxima (Sánchez et al., 2003). No obstante, y bajo el marco del cambio climático, se han identificado cambios en la frecuencia de inundaciones extremas en zonas de montaña del Sistema Ibérico (Machín et al., 2005) y en la frecuencia de los periodos de sequía en el valle del Ebro (Vicente-Serrano y Beguería-Portugués, 2003). Además, se ha observado en Aragón y en Valencia, durante la segunda mitad del siglo XX, una reducción de las precipitaciones en otoño e invierno, un incremento durante el verano y ningún cambio durante los meses de primavera (Cuadrat et al., 2007; González-Hidalgo et al., 2001).

2.6.1 Estaciones climáticas disponibles

La ausencia de una estación meteorológica situada dentro de la zona de estudio, ha hecho necesario el uso de las estaciones situadas en sus proximidades. La densidad de estaciones climáticas se reduce significativamente desde las zonas de regadío, situadas a los pies de las sierras Prepirenaicas y en la Depresión del valle del Ebro, hacia las zonas de mayor elevación.

Las estaciones meteorológicas situadas en los alrededores de la zona de estudio pertenecen a seis redes de control distintas, gestionadas, a su vez, por cuatro instituciones públicas, que son: Instituto Nacional de Meteorología (INM), Confederación Hidrográfica del Ebro a través del Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH – CHE), Servicio Meteorológico de Cataluña (MeteoCat) y Gobierno de Aragón a través de la red de estaciones del Servicio Integral de Asesoramiento al Regante (SIAR – GA) (Fig. 2.25). El INM gestiona una extensa red de estaciones que en la actualidad están fuera de servicio y que ofrecen series históricas de precipitación y/o temperatura, así como una amplia red de estaciones en servicio que ofrecen datos diarios de precipitación y temperatura mínima y máxima, y por último una red formada por unas pocas estaciones que registran valores de precipitación, temperatura mínima y máxima, humedad relativa y radiación solar. Sin embargo, la estación climática más próxima a la zona de estudio que ofrece datos completos es la estación de Barbastro, incluida en la red SIAR-GA. Debido a la gran distancia a la que se encuentra esta estación respecto de la zona de estudio (34 Km al oeste) se han buscado otras más próximas que registran valores de precipitación y temperatura. Las estaciones climáticas de Benabarre, Camporrélls y Canelles se sitúan a 10, 7.5 y 8.8 Km al noroeste, sur y sureste del centro de la zona de estudio, respectivamente, y presentan condiciones fisiográficas similares a la de la Cuenca de Estaña (Fig. 2.25 y Tabla 2.8).

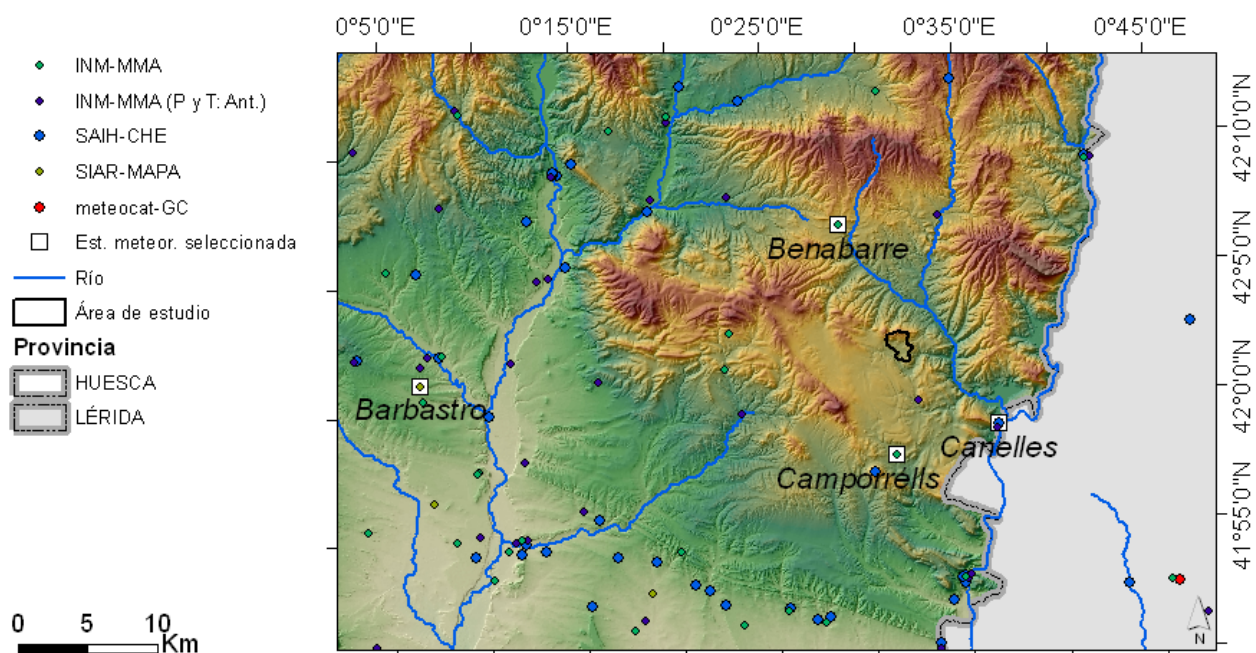


Fig. 2.25 Mapa de las estaciones meteorológicas disponibles a escala regional. INM-MMA: Instituto Nacional de Meteorología – Ministerio de Medio Ambiente; SAIH-CHE: Sistema Automático de Información Hidrológica, Confederación Hidrográfica del Ebro; SIAR-GA: Servicio Integral de Asesoramiento al Regante – Gobierno de Aragón; MeteoCat-GC: Servicio meteorológico de Cataluña, *Generalitat de Catalunya*.

Tabla 2.8 Localización, datos y serie temporal disponible de las estaciones meteorológicas seleccionadas.

Estación meteorológica	Latitud Longitud	Cota		Variables climáticas					Serie temporal
		m	P	T	RS	HR	VV	DV	
		s.n.m.	mm	° C	W m ⁻²	%	m s ⁻¹	°	
Barbastro DGA ^a	42° 0' 52'' N 0° 6' 50'' E	390	30 min	mx, mn 30 min	30 min	mx, mn 30 min	30 min	30 min	Sp 03 – Dc 06
Benabarre INM ^b	42° 6' 45'' N 0° 28' 48'' E	740	diaria	diaria	ND	ND	ND	ND	My 87 – Dc 06
Camporrélls INM ^b	41° 57' 45'' N 0° 31' 21'' E	628	diaria	diaria	ND	ND	ND	ND	Oc 92 – Dc 06
Canelles CHE ^c	41° 58' 49'' N 0° 36' 45'' E	508	mensual 15 min	diaria	ND	ND	ND	ND	Oc 40 – Sp 91 En 97 – Dc 06
Reconstruida de Estaña	42° 02' 0'' N 0° 31' 49'' E	736*	diaria	mx, mn diaria	mx, mn diaria	mx, mn diaria	mx, mn diaria	mx, mn diaria	Oct 92 – Dc 06

^a Diputación General de Aragón; ^b Instituto Nacional de Meteorología; ^c Confederación Hidrográfica del Ebro; P: precipitación; T: temperatura; RS: radiación solar; HR: humedad relativa; VV: velocidad del viento; DV: dirección del viento; mx: valor máximo; mn: valor mínimo; ND: No disponible; * Elevación media.

Las estaciones de Benabarre y Camporrélls ofrecen datos diarios de precipitación y temperatura, mientras que la estación de Canelles registra valores de precipitación cada quince minutos y diarios de temperatura. La serie temporal más larga corresponde a las estaciones de Canelles y Benabarre y la más corta a la de Barbastro (Tabla 2.8). Los valores de precipitación media anual para el periodo 1997 – 2006 son de 619, 536 y 446 mm para las estaciones climáticas de Benabarre, Camporrélls y Canelles, respectivamente, mientras que los valores promedio anual de temperatura mínima y máxima son de 7.4 y 5.1 °C y de 18.5 y 19.4 °C, para las estaciones de Benabarre y Camporrélls, respectivamente (Fig. 2.26.a, b y c).

El registro de precipitaciones mensuales de la estación de Canelles para el periodo octubre 1940 – diciembre 1991 ha permitido calcular el valor de precipitación media característico del Periodo Normal de Referencia que fue definido por la Organización Meteorológica Mundial como el valor medio de precipitación para el periodo 1961 – 1990 (González-Hidalgo et al., 2001). El valor obtenido para este periodo en la estación de Canelles ha sido de 520 mm, por lo que la serie de precipitaciones del periodo 1997 – 2006 corresponde a un periodo seco, con un valor medio de lluvia un 14 % inferior al citado periodo de referencia (Fig. 2.26.d), en el que sólo se registran dos años por encima del valor de referencia, 2000 y 2003, con 548 y 684 mm de precipitación, respectivamente. El año 2004 fue el más seco con sólo 348 mm de lluvia.

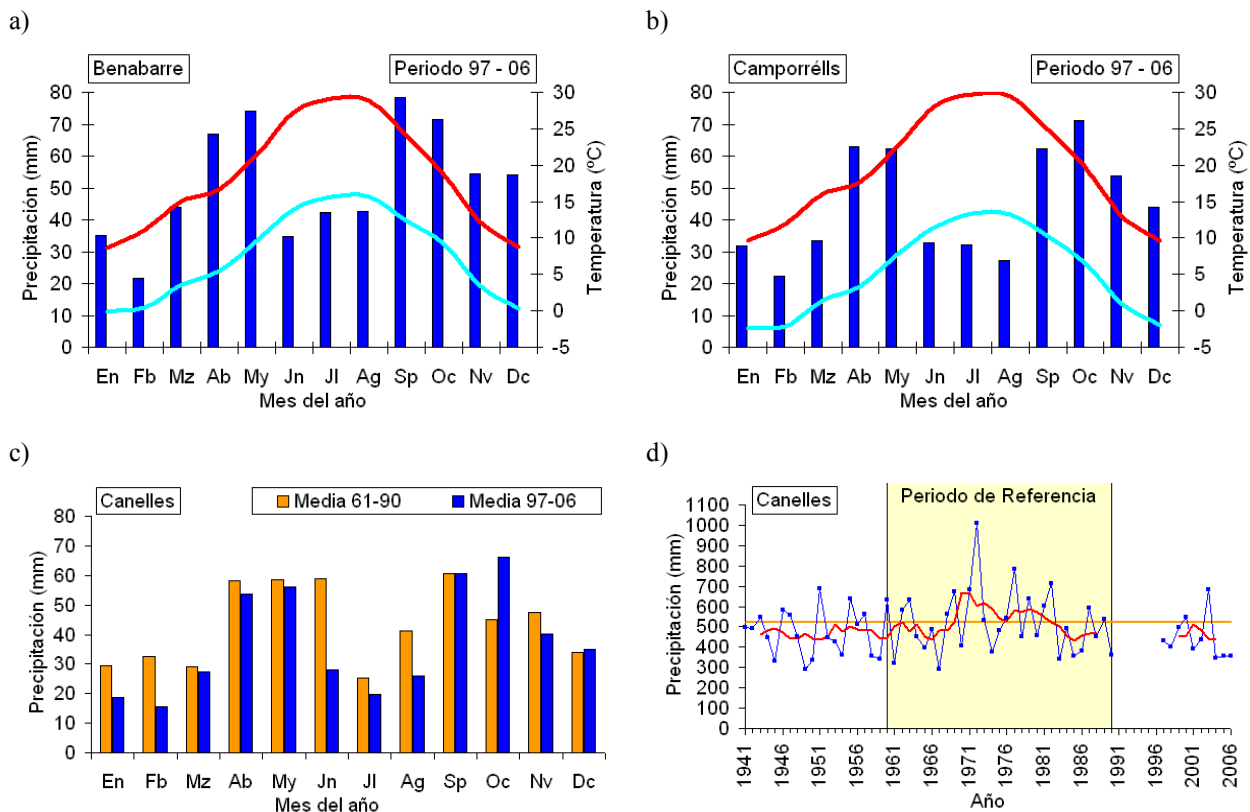


Fig. 2.26 Histograma de precipitación mensual y temperatura mínima y máxima mensual de las estaciones meteorológicas de Benabarre (a) y Camporrélls (b). Histograma de precipitación mensual para el periodo normal de referencia y para el periodo 1997 – 2006 de la estación meteorológica de Canelles (c). Precipitación anual y promedio cada cinco años de la estación meteorológica de Canelles, referido a la media anual del periodo normal de referencia (1961 – 1990) (d).

A pesar de la poca distancia que separan estas tres estaciones, las diferencias en los valores de precipitación se deben a la situación geográfica en la que se encuentran, entre el límite norte de la Depresión del Ebro (Camporrélls y Canelles) y el interior de las Sierras Exteriores pirenaicas (Benabarre). Además, la amplitud térmica a lo largo del año entre los valores mínimos y máximos de temperatura es mayor en las estaciones situadas al sur que en la estación de Benabarre. Esto se debe a la mayor frecuencia y duración de los fenómenos de niebla durante el invierno en las proximidades de la Depresión del Ebro, y a la situación latitudinal y de elevación de la estación de Benabarre, con valores estivales más moderados. Sin embargo, el patrón temporal de precipitaciones en las tres estaciones es el mismo (Fig. 2.26), con fuerte variabilidad interestacional e intraestacional en los valores de temperatura y precipitación. Según la clasificación propuesta por Castro-Diez (1996) las estaciones de Canelles y Camporrélls corresponden a estaciones del tipo pie de monte prepirenaico, mientras que la de Benabarre corresponde a las del tipo Prepireneo templado de clima húmedo.

2.6.2 Estación meteorológica reconstruida de Estaña

Con el objetivo de obtener datos de precipitación y temperatura representativos de la zona de estudio se ha realizado el análisis de correlación entre los valores de las estaciones de Benabarre, Camporrélls y Canelles. El coeficiente de correlación r de Pearson para las estaciones de Benabarre y Camporrélls ha sido de 0.80, frente al valor de correlación de 0.62 para las estaciones de Benabarre y Canelles (Fig. 2.27.a y b).

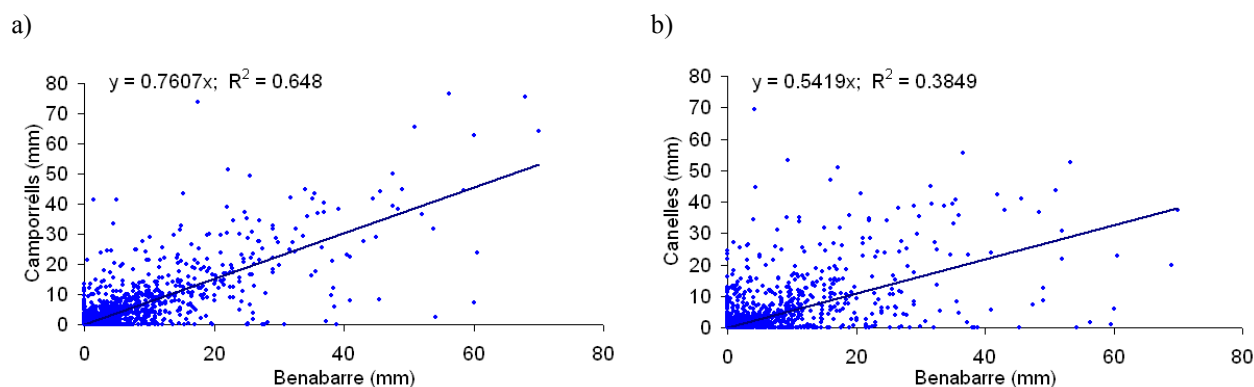


Fig. 2.27 Correlación de los valores de precipitación entre las estaciones de Benabarre – Camporrélls (a) y Benabarre – Canelles (b).

Mediante el método del inverso de la distancia (*Inverse Distance Weighted method – IDW*) que separan las estaciones de Benabarre y Camporrélls se han calculado los valores de precipitación y temperaturas diarios para la estación reconstruida de Estaña (Fig. 2.28.a). El valor medio de precipitación anual ha sido de 595 y 586 mm para los periodos 1993 – 2006 y 1997 – 2006, respectivamente, mientras que los de temperatura mínima y máxima para el periodo 1993 – 2006 han sido de 6.0 y 18.8 °C, respectivamente. El número de ciclos de hielo – deshielo calculado a partir de los valores de temperatura reconstruidos es de 73.8 y 75.2 ciclos anuales para los periodos 1993 – 2006 y 1997 – 2006, respectivamente. La temperatura media anual es de 12.2 °C, y el mes más frío y más cálido es enero y julio, respectivamente.

2.6.3 Evapotranspiración potencial y real

La evapotranspiración potencial (ET_0 ; mm) y real (ET_a ; mm) son dos parámetros de gran interés en el estudio del estado de humedad precedente del suelo. Para realizar el cálculo de ET_0 y ET_a en la zona de estudio se ha utilizado el simulador de sistemas de cultivo *CropSyst 4.04.14*. Esta aplicación simula el crecimiento de la vegetación en función de las propiedades hidrológicas y químicas del suelo (textura, conductividad hidráulica saturada, contenido de agua a capacidad de campo, profundidad del suelo, contenido en materia orgánica, etc.) y de las condiciones

climáticas de la zona de estudio (precipitación, temperatura y humedad atmosférica relativa máximas y mínimas diarias, radiación solar potencial y efectiva, y velocidad del viento). Este programa tiene un tiempo de ejecución diario, por lo que tanto los parámetros de entrada como los resultados se ajustan a esta escala temporal. Esta aplicación incluye el simulador climático *ClimGen 4.4.03* que ha permitido generar un año reconstruido representativo para la zona de estudio (Fig. 2.28.b).

Para el cálculo de los mapas de evapotranspiración potencial y real se han utilizado los mapas de usos del suelo, de textura (contenido en arcilla y limo), de contenido volumétrico de agua en el suelo a capacidad de campo, de conductividad hidráulica saturada, y de profundidad del suelo. Los mapas de ET_0 y ET_a obtenidos reflejan la gran complejidad edáfica y de cubiertas de vegetación, registrándose los valores más bajos en las cubiertas de los campos de cultivo en ambos mapas (Fig. 2.28.c y d). Los valores medio, mínimo y máximo de ET_0 y ET_a obtenidos son 1011 y 314 mm, 919 y 239 mm y 1249 y 425 mm, respectivamente.

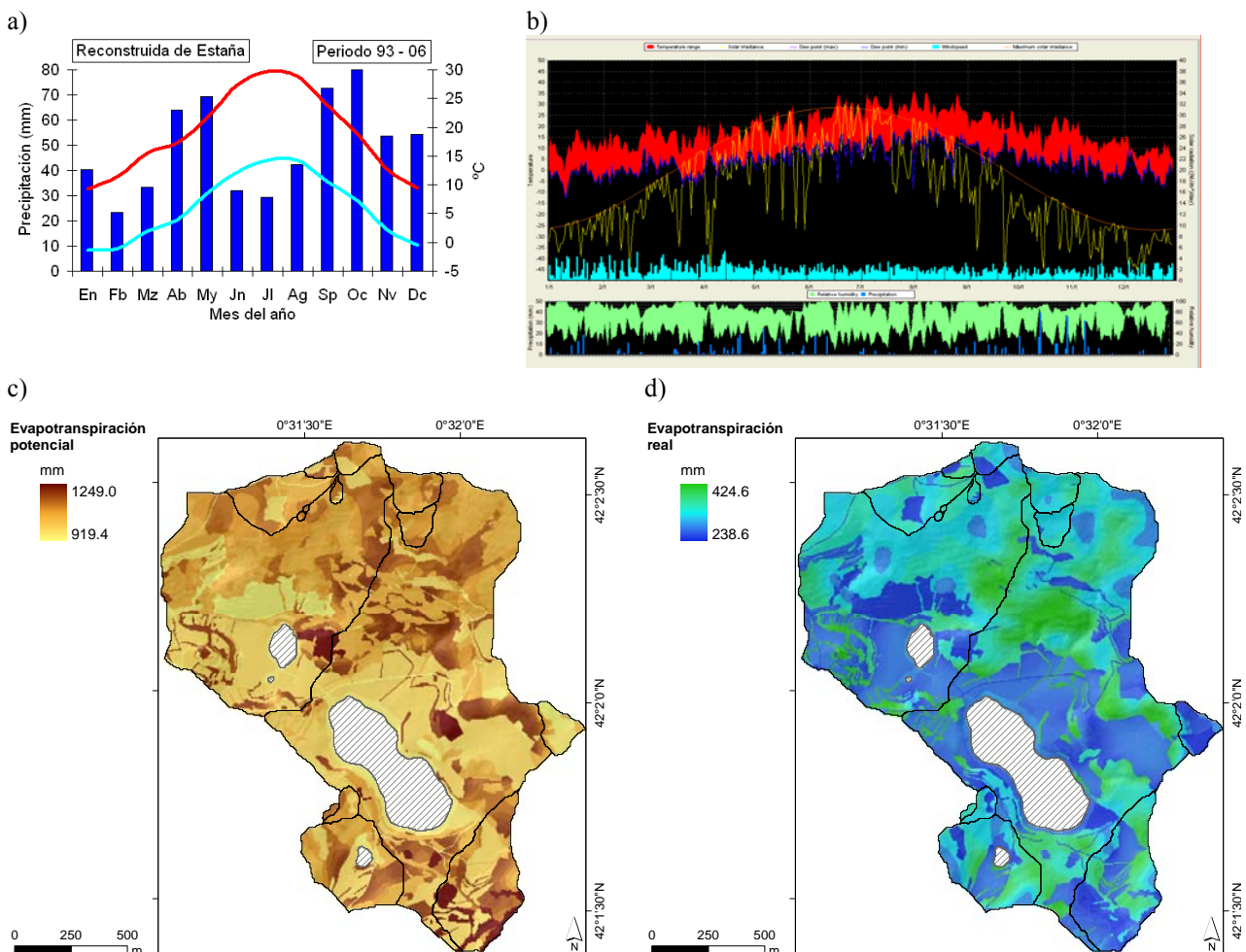


Fig. 2.28 Precipitación y temperatura mínima y máxima mensual (a), y valores climáticos completos diarios para un año representativo en la Cuenca de Estaña obtenidos mediante el simulador *ClimGen 4.4.03* (b). Mapas de evapotranspiración potencial (c) y real (d) anual calculados con *CropSyst 4.04.14* para la Cuenca de Estaña.

Capítulo 3. Cálculo de la erosión en la Cuenca de Estaña: aplicación de los modelos RUSLE y RMMF

La aplicación de modelos de erosión a escala de cuenca facilita la comprensión de los procesos implicados, así como de las interrelaciones entre los distintos parámetros. Los modelos empíricos de erosión son herramientas de amplia aceptación. Por ello, se aplica el modelo RUSLE de pérdida de suelo sobre la Cuenca de Estaña.

Los modelos de erosión físicos o de procesos se basan en la comprensión de los mecanismos que controlan los procesos de erosión y sus relaciones, de tal modo que facilitan un mayor entendimiento de los procesos de erosión y de la importancia relativa de los distintos parámetros fisiográficos y propiedades edáficas sobre las tasas de erosión obtenidas. Con este objetivo, se aplica el modelo RMMF en la Cuenca de Estaña.

3.1 Aplicación del modelo empírico RUSLE

3.1.1 La ecuación RUSLE de pérdida de suelo

El modelo empírico RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*) fue concebido para predecir la pérdida de suelo anual a largo plazo producida por la escorrentía superficial, sobre laderas cultivadas y praderas bajo sistemas de gestión específicos, así como para estimar la eficiencia de la gestión del suelo y de las cubiertas y de las medidas de conservación del suelo, tanto en zonas agrícolas como afectadas por otras actividades que modifican la disposición original del suelo. La primera publicación del modelo se remonta al trabajo de Renard et al. (1991) en el que presentaron los resultados de un proyecto conjunto iniciado en 1987 del Servicio Agrícola (*Agricultural Research Service, ARS*) y del Servicio de Conservación del Suelo (*Soil Conservation Service, SCS*) del gobierno de EE.UU. El objetivo de este proyecto fue la revisión del último manual del modelo USLE (*Universal Soil Loss Equation, Agriculture Handbook No. 537*, Wischmeier y Smith, 1978) añadiendo y agrupando las mejoras y nuevas aplicaciones obtenidas desde la publicación del manual No. 537. Posteriores investigaciones fueron modificando e incrementando los parámetros y la complejidad de cálculo de los mismos (Renard et al., 1994) hasta que Renard et al. (1997) publicaron el manual completo del modelo (*Agriculture Handbook No. 703*). En la RUSLE, los procesos y mecanismos de la erosión hídrica se agrupan en seis factores, según la siguiente ecuación de pérdida de suelo:

$$A_i = R_i K_i L_i S_i C_i P_i \quad (3.1)$$

Donde:

A_i ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) es la pérdida de suelo promedio anual, R_i ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ año}^{-1}$) es el factor de erosividad de la lluvia y de la esorrentía, K_i ($\text{Mg ha h ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$) es el factor de erodibilidad del suelo, L_i (–) es el factor topográfico de longitud de la ladera, S_i (–) es el factor topográfico de la pendiente de la ladera, C_i (0 – 1) es el factor de la gestión del suelo y de las cubiertas del suelo y de la vegetación, y P_i (0 – 1) es el factor de las medidas de conservación del suelo. El subíndice i hace referencia a cada píxel del terreno en el que se divide la zona de estudio. Este modelo requiere un número considerable de parámetros de entrada (Tabla 3.1).

El uso de SIG ha permitido aplicar la ecuación RUSLE a escala de cuenca y regional (Fernandez et al., 2003; Lu et al., 2004) convirtiéndola en una herramienta útil en la elaboración de mapas de pérdida de suelo y de riesgo de erosión. La amplia difusión del modelo RUSLE ha llevado al desarrollo de SIG específicos para este modelo, como la aplicación RUSLE 2.0 (Nyakatawa et al., 2007; González-Bonorino y Osterkamp, 2004).

Tabla 3.1 Parámetros de entrada incluidos en el modelo RUSLE.

Factor	Parámetro	Descripción
R	e_r	Energía unitaria de la lluvia para el intervalo temporal r ($\text{MJ ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$)
	i_r	Duración del intervalo temporal r (min)
	E	Energía total del evento de lluvia erosiva (MJ ha^{-1})
	I_{30}	Intensidad de la lluvia durante los 30 minutos de mayor intensidad (mm h^{-1})
	EI_{30} (EI)	Erosividad de la lluvia y de la esorrentía para un evento de lluvia ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$)
K	OM	Contenido en materia orgánica (%)
	M	Producto del contenido en limo (%) por el contenido en arena (%)
	s	Clase de estructura de los agregados del suelo
	p	Clase de permeabilidad del suelo, según la textura o la conductividad hidráulica saturada
	K_f	Conductividad hidráulica saturada del suelo (mm día^{-1})
	R_w	Peso de la fracción del suelo $> 2 \text{ mm}$ (%)
	K_b	Conductividad hidráulica saturada corregida por el efecto de las rocas (mm día^{-1})
LS	A_s	Área contributiva unitaria (m)
	A	Ángulo de la pendiente (radianes)
C	C_f	Consolidación de la superficie del suelo (–)
	C_B	Efectividad del residuo superficial en la consolidación del suelo (–)
	B_{ur}	Densidad de las raíces vivas y muertas en la pulgada superior del suelo ($\text{lb acre}^{-1} \text{ in}^{-1}$)
	B_{us}	Densidad del residuo superficial incorporado en la pulgada superior del suelo ($\text{lb acre}^{-1} \text{ in}^{-1}$)
	c_{ur}	Efectividad de las raíces vivas y muertas en el control de la erosión (acre in lb^{-1})
	c_{us}	Efectividad del residuo superficial incorporado en el control de la erosión (acre in lb^{-1})
	c_{uf}	Efecto de la consolidación del suelo en la efectividad del residuo superficial incorporado (–)
	F_c	Fracción de la superficie del terreno cubierta por la vegetación (%)
	H	Distancia de caída de las gotas de lluvia desde el dosel al suelo (ft)
	R_U	Rugosidad del suelo (in)
	b	Efectividad de la cubierta del suelo en la reducción de la erosión (–)
	S_p	Área del suelo cubierta por las rocas y restos de los cultivos (%)
	P	P_b
P_s		Conservación del suelo por los ribazos y franjas de vegetación, en función de la posición de los ribazos a lo largo de la ladera y del tipo de vegetación
s		Inclinación de la terraza (%)
B		Cantidad de sedimento acumulado en un ribazo, según la longitud horizontal de la terraza (ft)

Desde su primera aparición, el modelo RUSLE ha sido ampliamente utilizado en numerosas parcelas y cuencas bajo diferentes ambientes climáticos y de usos del suelo, situándose como uno de los modelos empíricos de más amplia difusión. Lewis et al. (2005) realizaron un análisis detallado de los patrones espaciales de pérdida de suelo en Massachusetts (EE.UU.) y en la región de Flandes (Bélgica), obteniendo un alto grado de correlación entre las tasas de la RUSLE y las tasas medidas en el campo y las estimadas con otros modelos de predicción. Igwe (2003) determinó el riesgo de erosión potencial en zonas agrícolas de la región lluviosa de Nigeria, utilizando los valores del factor de erodibilidad del suelo (K), así como otras medidas de estabilidad del suelo. Lu et al. (2004) elaboraron un mapa de riesgo de erosión hídrica en la Amazonia brasileña, utilizando imágenes de satélite para el cálculo del factor C de gestión de las cubiertas, y Fu et al. (2005) demostraron la utilidad de la ecuación RUSLE para calcular la pérdida de suelo en la extensa cuenca china del Yanhe (7725 Km²).

En áreas de ambiente mediterráneo, la ecuación RUSLE ha sido aplicada en diversas cuencas y parcelas (p.ej. Ramos y Porta, 1994). Morschel et al. (2004) utilizaron el modelo RUSLE en la región montañosa de Lauragais (suroeste de Francia) para estimar el efecto de los ribazos y franjas de vegetación, situadas a lo largo de las laderas, en la reducción de las tasas de acumulación de sedimentos en cunetas de carreteras. En Italia, Onori et al. (2006) calcularon las tasas de exportación de sedimentos al embalse situado al final de la Cuenca Comunelli (84 Km², Sicilia, Italia) a partir de la pérdida de suelo potencial estimada mediante el modelo RUSLE y medidas de ¹³⁷Cs. En España, Boellstorff y Benito (2005) utilizaron la ecuación RUSLE en la provincia de Toledo para estimar el impacto del abandono de las tierras de cultivo, promovido por la Unión Europea desde 1992, sobre las tasas de erosión en suelos agrícolas.

No obstante, han sido pocos trabajos de validación y calibración del modelo RUSLE para ambientes mediterráneos. Arhonditsis et al. (2002) estimaron en Grecia los factores de erodibilidad del suelo (K), de gestión de los cultivos (C), y de medidas de conservación del suelo (P), en base a datos experimentales de tres años y a la aplicación de modelos matemáticos. Hammad et al. (2004) ajustaron los factores K , C y P para la región montañosa de Palestina, tras obtener unos resultados iniciales que arrojaban tasas de erosión hasta tres veces superiores a las medidas registradas en parcelas de campo. Otro trabajo de calibración del factor de erodibilidad de la RUSLE con datos de campo fue llevado a cabo por Hussein (1998), en parcelas naturales en Iraq, mediante medidas de pérdida de suelo por escorrentía producida.

Algunos de los factores del modelo RUSLE se han incorporados a otros modelos de erosión, tal y como sucede en el modelo APEX (Wang et al., 2006), con los factores LS y C , o en los modelos MMF (Morgan et al., 1984) y RMMF (Morgan, 2001) con los factores C y P .

3.1.2 Factor de erosividad de la lluvia y de la escorrentía (*R*)

Tras analizar numerosos datos de campo Wischmeier y Smith (1958) y Wischmeier (1959) observaron que cuando el resto de factores permanecen constantes, la pérdida de suelo en campos de cultivo está asociada a un parámetro de lluvia, que es el producto de la energía total de la tormenta (*E*) por el valor de la máxima intensidad durante un periodo de 30 minutos (*I*₃₀). El resultado de este producto es el índice *EI*₃₀ o *EI*, que se define como la erosividad de una tormenta o evento de lluvia erosiva. Este índice es un término de interacción estadística que refleja cómo la energía total y la intensidad máxima se combinan en cada evento de lluvia. Desde un punto de vista físico, el índice *EI*₃₀ combina la desagregación de las partículas del suelo con la capacidad de transporte de la escorrentía, produciendo una pérdida neta de suelo.

La evolución a largo plazo de los regueros y de los aportes que llegan a las áreas de acumulación de suelo ponen de manifiesto que la práctica totalidad de la erosión está producida por pocos eventos de lluvia extrema y por aquellos de precipitación y/o intensidad media y alta que se producen a lo largo del tiempo. Estas observaciones han propiciado la identificación de los eventos de lluvia erosiva sobre el total de eventos de lluvia. El modelo RUSLE establece que un evento de lluvia es erosivo cuando la precipitación acumulada es ≥ 12.7 mm (0.5 pulgadas), o bien cuando la precipitación es < 12.7 mm, pero con al menos un pico de intensidad ≥ 6.35 mm (0.25 pulgadas) en 15 minutos. Finalmente, dos eventos de lluvia quedan individualizados uno del otro cuando la precipitación acumulada a lo largo de 6 horas es < 1.27 mm (0.05 pulgadas).

Al existir una relación lineal entre el índice de erosividad *EI*₃₀ y la pérdida de suelo, la suma de los valores del índice *EI*₃₀ durante un año para una localidad determinada es la medida del factor de erosividad de la lluvia y de la escorrentía *R*. El valor obtenido permite cuantificar el efecto del impacto de las gotas de lluvia sobre el suelo, así como la magnitud de la escorrentía, pero no refleja el efecto de los aportes de agua originados tras la fusión de la nieve, ni de aquellos procedentes del regadío, ni tampoco el efecto de la lluvia sobre el suelo helado.

El modelo RUSLE utiliza la propuesta de Brown y Foster (1987) para calcular la energía unitaria (*e_r*) en una tormenta, siguiendo la expresión:

$$e_r = 0.29[1 - 0.72 \exp(-0.05i_r)] \quad (3.2)$$

$$i_r = \frac{\Delta V_r}{\Delta t_r} \quad (3.3)$$

Donde:

e_r (MJ ha⁻¹ mm⁻¹) es la energía unitaria en una tormenta para el periodo temporal *r*; *i_r* (mm h⁻¹) es el valor de intensidad de la lluvia para el periodo temporal *r*; ΔV_r (mm) es el volumen de lluvia

registrado durante el periodo temporal r ; Δt_r (min) es el periodo temporal r . El cálculo de la erosividad de un evento de lluvia erosivo, EI_{30} (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹), se lleva a cabo siguiendo la ecuación:

$$EI = (E)(I_{30}) = \left(\sum_{K=1}^m e_r \Delta V_r \right) I_{30} \quad (3.4)$$

Donde:

E (MJ ha⁻¹) es la energía total de una tormenta o evento de lluvia erosiva; I_{30} (mm h⁻¹) es la intensidad de la lluvia durante los 30 minutos de mayor intensidad; m es el número de intervalos temporales K en los que se divide un evento de lluvia erosiva. Matemáticamente el cálculo del factor R se realiza a través de la siguiente expresión:

$$R = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \left[\sum_{k=1}^m (E)(I_{30})_k \right] \quad (3.5)$$

Donde:

j es el número de eventos de lluvia erosivos para el número n de años estudiados. Cuando n es igual a 1 el valor que se obtiene es el del factor R para un año concreto.

En aquellos casos en los que no se dispone de registros de precipitación cada 15 ó 30 minutos, el factor R puede ser estimado mediante el análisis de los valores diarios o mensuales de precipitación, tal y como llevaron a cabo Loureiro y Coutinho (2001) en el Algarve (sur de Portugal) al calcular el índice de erosividad R con datos de precipitación mensuales ($r^2 = 0.89$). Diodato (2004) estimó para el centro de Italia, el factor de erosividad de la lluvia y de la escorrentía a partir de tres variables anuales: precipitación, precipitación diaria máxima y precipitación horaria máxima, obteniendo un resultado fiable ($r^2 = 0.87$), y Mikos et al. (2006) encontraron una relación eficiente ($r^2 = 0.87$) para estimar el factor R a partir de valores de precipitación diaria registrados en Eslovenia. La falta de información detallada de precipitación es el caso de la mayor parte de las series antiguas correspondientes tanto a estaciones meteorológicas actualmente en funcionamiento como a aquellas abandonadas, así como de los registros actuales de muchas estaciones meteorológicas nuevas.

Bagarello y D'Asaro (1994) presentaron una propuesta diferente para el cálculo de la erosividad de una tormenta única (R_t), en función de la intensidad y volumen de precipitación de los intervalos en los que se divide la tormenta (I_i y r_i , respectivamente), así como de la intensidad máxima de la tormenta (I_t^{30}), según la expresión:

$$R_i = 0.013 \left[10 \sum_{i=1}^n [206 + 87 \log_{10}(I_i)] r_i \right] I_i^{30} \quad (3.6)$$

Correcciones realizadas para el cálculo del factor R en zonas encharcadas

Durante los eventos tormentosos, en las superficies llanas o de muy poca pendiente se forman charcos de agua que producen una atenuación de la desagregación de las partículas del suelo por el impacto de las gotas de lluvia y de la escorrentía. Los eventos de alta intensidad y/o precipitación están correlacionados con altos índices del factor de erosividad y tienden a incrementar la profundidad del volumen de agua encharcada, disminuyendo en mayor grado el efecto del impacto de la gota de lluvia. Para calcular la magnitud de este efecto protector Renard et al. (1997) asumen que el valor de erosividad máxima de una tormenta con un periodo de retorno de 10 años, $(EI_{30})_{10-Mx}$, es el indicador adecuado para llevar a cabo este cálculo. No obstante, el manual del modelo no ofrece ninguna propuesta para el cálculo o estimación de este parámetro. Por este motivo, el cálculo de $(EI_{30})_{10-Mx}$ se ha llevado a cabo mediante el análisis estadístico de los valores de erosividad según la distribución general de Pareto (X_T) ajustada a series de duración parcial, con un periodo de retorno de T años. Este método fue aplicado satisfactoriamente por Vicente-Serrano y Beguería-Portugués (2003) en el estudio de variables hidroclimáticas extremas, en la cuenca media del Valle del Ebro. La serie de duración parcial $y = \{y_1, y_2, \dots, y_j\}$ está formada por todos los valores que exceden un límite superior predeterminado x_0 , según:

$$y_j = x_i - x_0 \quad \forall \quad x_i > x_0 \quad (3.7)$$

$$X_T = \varepsilon + \frac{\alpha}{\kappa} \left[1 - \left(\frac{1}{\lambda T} \right)^\kappa \right] \quad (3.8)$$

Donde:

ε es el límite inferior o x_0 de la serie de duración parcial, α es el parámetro de escala de la distribución, κ es el parámetro de forma, y λ es la erosividad promedio por año que supera el límite superior x_0 . Los parámetros de la distribución fueron calculados a partir de los L-momentos definidos por Hosking (1990). Debido a las variaciones al azar de los cuantiles estimados con cada valor umbral (Beguería, 2005), el valor de $(EI_{30})_{10-Mx}$ se ha calculado utilizando diferentes límites, que oscilan del percentil 0.90 al 0.98, cada 0.05.

Por otro lado, Foster et al (1980) propusieron una función que permite estimar el volumen de precipitación asociada con este evento de erosividad máxima, siguiendo la expresión:

$$V_r = 0.255 \left[(EI_{30})_{10-Mx} \right]^{0.662} \quad (3.9)$$

Donde:

V_r (pulgadas) es la cantidad de precipitación y $(EI_{30})_{10-Mx}$ (hundreds of ft ton in acre⁻¹ h⁻¹) es la erosividad máxima de una tormenta con un periodo de retorno de 10 años.

El valor de precipitación asociado con este evento de lluvia extremo se utiliza en el método del número de curva para estimar la magnitud de la escorrentía asociada con eventos de alta intensidad. Por último, el modelo RUSLE incluye un conjunto de correcciones para climas fríos de montaña en los que la precipitación en forma de nieve es frecuente y el número procesos de hielo-deshielo es elevado. Estas últimas consideraciones no se han tenido en cuenta en el cálculo del factor de erosividad para el área de estudio de los Lagos de Estaña, debido al clima mediterráneo continental de media montaña que caracteriza esta zona.

Datos disponibles utilizados en el cálculo del factor R

De las tres estaciones meteorológicas situadas en las proximidades de la zona de estudio (Fig. 2.25), la estación meteorológica de Canelles es la única que registra valores de precipitación acumulada cada 15 minutos, mientras que en el resto los valores de precipitación son diarios. Por lo tanto, la estación de Canelles es la única que ofrece la posibilidad de un cálculo exhaustivo del factor de erosividad de la lluvia y de la escorrentía, mientras que el resto de series disponibles sólo permiten el cálculo aproximado o estimado de la erosividad. De la larga serie temporal registrada en la estación de Canelles (Fig. 2.26.c y d), sólo los datos del periodo 1997 – 2006, corresponden a valores de precipitación cada 15 minutos, mientras que el registro para el periodo octubre 1940 – diciembre 1991 corresponde a valores mensuales. Por lo tanto, la base de datos utilizada para el cálculo del factor R corresponde al periodo de los últimos diez años.

Resultados

Del total de 729 eventos de lluvia identificados en la serie disponible, 124 corresponden a eventos de lluvia erosiva (EE), lo que representa un 17 % del total de eventos (Fig. 3.1.a). Para cada evento erosivo se ha calculado la intensidad máxima (I_{30}) y la erosividad (EI_{30}), siguiendo las Eqs. (3.2), (3.3) y (3.4) (Tabla 3.2). Posteriormente se ha obtenido el valor del factor R para cada año disponible aplicando la Eq. (3.5) (Tabla 3.2).

Los valores de erosividad e intensidad máxima para el conjunto de eventos erosivos oscilan entre 2 y 1216.3 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹, y entre 1.6 y 69.8 mm h⁻¹, respectivamente; con valores medios de EI_{30} e I_{30} de 81.3 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ y 15.2 mm h⁻¹, respectivamente, mostrando una fuerte variabilidad mensual en ambos parámetros (Fig. 3.1.b). El mes de septiembre presenta los

máximos valores de EI_{30} e I_{30} con valores medios de $187.1 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ y 26.9 mm h^{-1} , respectivamente. Estos valores contrastan con el valor medio de I_{30} , entre 5.4 y 7.1 mm h^{-1} , para el periodo diciembre – marzo. Esta variabilidad también se pone de manifiesto en los valores de EI_{30} obtenidos, con un valor medio para el periodo noviembre – abril de $26.8 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, frente a los $107.1 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, para el periodo mayo – septiembre. Además, los valores de erosividad más altos aparecen asociados a valores elevados de intensidad máxima, de tal modo, que durante el periodo junio – agosto, el valor de erosividad promedio es un 334% más alto que para el periodo enero – marzo, a pesar de que los valores de precipitación son sólo un 19% más altos durante el periodo junio – agosto (Fig. 3.1.b). Para cuantificar este hecho, se han representado los valores de erosividad de los 124 eventos erosivos frente a sus correspondientes valores de precipitación (Fig. 3.1.c) y de intensidad máxima (Fig. 3.1.d). El coeficiente de correlación de Pearson, muestra una baja correlación entre la erosividad y la precipitación ($r = 0.47$) y una alta correlación entre la erosividad y la intensidad ($r = 0.95$).

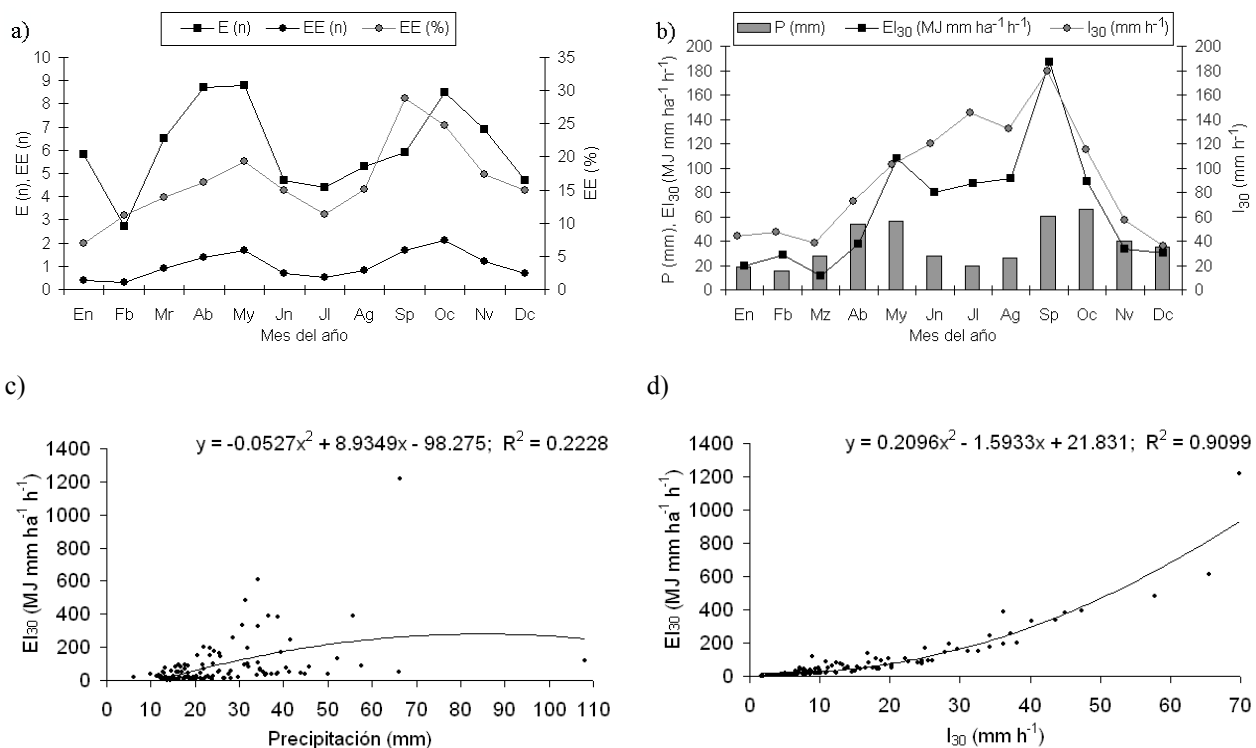


Fig. 3.1 Número mensual de eventos de lluvia (E), eventos de lluvia erosiva (EE) y porcentaje de eventos de lluvia erosiva (a). Histograma de precipitación mensual y erosividad (EI_{30}) e intensidad máxima mensual (I_{30}) (b). Correlación entre los valores de erosividad y de precipitación (c) e intensidad máxima (d).

También se ha observado una fuerte variabilidad mensual en los rangos de EI_{30} obtenidos para cada mes del año, de tal modo, que en nueve meses del año, el valor medio de erosividad se encuentra por encima del correspondiente valor de la mediana, llegando a superar el valor del

percentil 75 en el mes de agosto, e incluso el valor del percentil 90 en el mes de mayo, mientras que en los restantes tres meses (febrero, junio y julio), el valor de la media se encuentra muy próximo al de la mediana (Fig. 3.2.a). En el periodo de abril a octubre, la variabilidad intra mensual de la erosividad es muy alta, registrándose eventos de erosividad baja y media, junto con otros de erosividad muy alta. Esta oscilación es muy fuerte en septiembre, cuando los valores de la media y de la mediana son los más altos de todo el año. De los diez eventos de mayor erosividad registrados, el más erosivo tuvo lugar en mayo de 1998, seis eventos ocurrieron en septiembre, dos en octubre y uno en agosto. Además, de los diez eventos con mayor intensidad máxima, el más intenso se produjo en el citado mes de mayo de 1998, mientras que en septiembre se produjeron otros siete, uno en octubre y uno en agosto. Septiembre y octubre registran el 31 % de los eventos erosivos identificados en los diez años analizados.

El valor promedio del factor R de erosividad para el periodo analizado ha sido de $1000.3 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ año}^{-1}$, con un rango de $215 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en 2004 a $1969.2 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en 1998 (Fig. 3.2.b), lo que representa una variación del 559 %. Tras calcular los parámetros de forma y aplicar las Eqs. (3.7) y (3.8) se obtuvo un conjunto de valores de erosividad para un evento con un periodo de retorno de 10 años, cuyo valor medio es de $706.1 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (Fig. 3.3.a y b). El volumen de precipitación calculado mediante la Eq. (3.9) para este evento extremo es de 76.3 mm. El valor de erosividad del evento $(EI_{30})_{10-Mx}$ se representó en la gráfica propuesta por Renard et al. (1997) para calcular los valores de corrección del factor R según la inclinación de la ladera (Fig. 3.3.c). Los valores de corrección oscilaron, según relación exponencial, entre 0.993 y 1, para áreas con una pendiente menor del 0.2 % hasta una pendiente máxima del 0.22 %, respectivamente. Estos valores se aplicaron sobre el mapa de pendientes del MDE-2 (Fig. 2.6.a), y tras multiplicar por el valor de R inicial, se obtuvo el mapa del factor R (Fig. 3.3.d), con un valor medio y una desviación típica de 1000.2 y $0.36 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ año}^{-1}$.

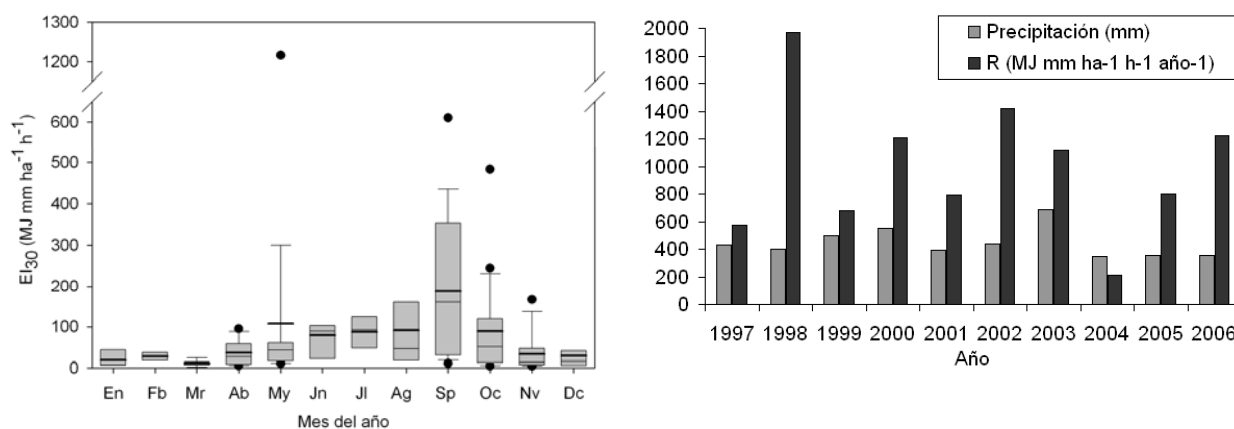


Fig. 3.2 Diagrama de caja de los valores de erosividad mensual (a). Precipitación anual y factor de erosividad de la lluvia y de la escorrentía en la estación meteorológica de Canelles para el periodo 1997-2006 (b).

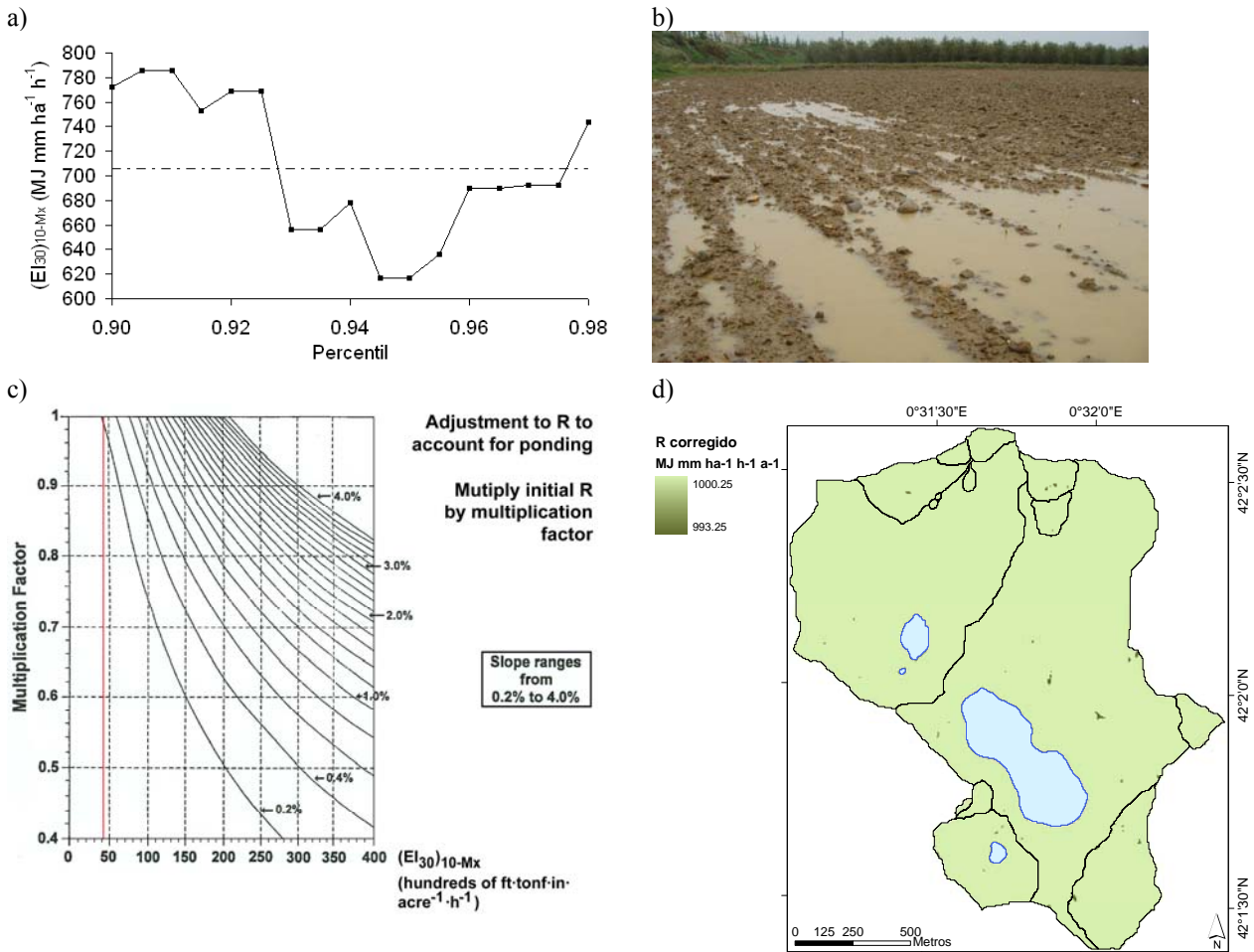


Fig. 3.3 Valores de $(EI_{30})_{10-Mx}$ calculados para los percentiles 0.90 a 0.98 según la general de Pareto ajustada según series de duración parcial (a). Imagen del efecto atenuante de los charcos frente al impacto de las gotas de lluvia sobre el suelo (b). Corrección del factor R en zonas de poca pendiente a partir de $(EI_{30})_{10-Mx}$ (c; modificado de Renard et al., 1997). Mapa del factor R corregido en las zonas de poca pendiente (d).

Discusión

Debido al aparente comportamiento cíclico de los patrones de lluvia, la estimación de la erosividad a partir de series temporales de corta duración, menores de 20 años, puede ser válida y representativa para una localidad puntual (Renard et al., 1997). No obstante, la corta duración temporal de la serie climática empleada en el cálculo del factor R , y el contexto de cambio climático, en el que se produce una alteración de los patrones clásicos de distribución y cantidad mensual de precipitación, así como un incremento en el número de eventos extremos (Tapiador et al., 2007; Meehl et al., 2005; Alpert et al., 2002), aconsejan el cálculo de este factor durante los próximos años, para obtener un valor más representativo del factor de erosividad. Además, el análisis de las variaciones del factor R a lo largo del tiempo resultará de interés para la identificación de posibles tendencias de cambio en sus valores para la zona de estudio, que puede verse afectada por variaciones de los patrones de precipitación por el cambio climático.

Por otro lado, la serie climática utilizada en el cálculo del factor R corresponde a un periodo relativamente seco, con un valor de precipitación media anual de 446 mm, frente al valor medio de 520 mm del periodo normal de referencia (Fig. 2.26.c), de tal modo que ocho de los diez años utilizados registraron precipitaciones por debajo del citado valor de referencia. Dada la reducida extensión del área de estudio no se han considerado variaciones espaciales de precipitación, y en consecuencia del factor R , ni debidas al gradiente topográfico ni de orientación de las laderas. La baja correlación entre los valores de precipitación y erosividad, muestran la fuerte variabilidad de la erosividad de las tormentas en función de la precipitación total registrada, por lo que resulta aconsejable la utilización de valores de precipitación cada 15 ó 30 minutos en todos aquellos casos en los que sea posible, en detrimento de las propuestas de estimación del factor R de erosividad a partir de valores diarios o mensuales de precipitación.

El valor medio calculado de I_{30} se sitúa ligeramente por encima del valor medio menor de 10 mm h^{-1} obtenido por Usón y Ramos (2001) en viñedos de la provincia de Barcelona, mientras que el valor máximo de I_{30} es inferior al obtenido por estos autores (103 mm h^{-1}). El valor de erosividad por encima del percentil 90 en el mes de mayo supera en gran medida al calculado para el evento de erosividad $(EI_{30})_{10-Mx}$, por lo que se considera como un valor anómalo asociado a un evento de extrema erosividad con un periodo de retorno superior a los diez años.

Los valores de erosividad media, mínima y máxima anual, calculados para la zona de estudio, coinciden con los obtenidos por otros autores en áreas de clima mediterráneo. Diodato (2004) calculó para el centro y el sur de Italia un valor medio del factor de erosividad R que oscila entre 471 (479 mm de precipitación promedio) y 3214 (1608 mm de precipitación promedio) MJ mm $ha^{-1} h^{-1} año^{-1}$, para un total de cinco estaciones meteorológicas, y con una variación anual del valor promedio de entre 580 y 2300 MJ mm $h^{-1} ha^{-1} año^{-1}$ para el periodo 1994-1999. Onori et al. (2006) calcularon en Sicilia un valor medio de 1052.7 MJ mm $h^{-1} ha^{-1} año^{-1}$, para un total de seis estaciones meteorológicas, con un rango de valores de entre 419 y 1124.4 MJ mm $h^{-1} ha^{-1} año^{-1}$, para dos estaciones situadas a 149 y 721 m s.n.m., respectivamente. Hammad et al. (2004) estimaron en Palestina un valor medio de erosividad de 760 MJ mm $h^{-1} ha^{-1} año^{-1}$, con un rango de oscilación entre 351 y 1006 MJ mm $h^{-1} ha^{-1} año^{-1}$, mientras que Hussein (1998) calculó para la zona norte de Iraq valores de erosividad comprendidos entre 600 y 2000 MJ mm $ha^{-1} h^{-1} año^{-1}$. En el área mediterránea del NE de España, Ramos y Porta (1994) obtuvieron valores del factor R entre 1049 y 1200 MJ mm $ha^{-1} h^{-1} año^{-1}$, mientras que Loureiro y Coutinho (2001) obtuvieron en el Algarve (Portugal) un valor medio de R de 1717 MJ mm $ha^{-1} h^{-1} año^{-1}$ para el periodo 1970-1997, con un rango entre 697 a 3742 MJ mm $ha^{-1} h^{-1} año^{-1}$.

Los máximos valores medios de erosividad obtenidos en septiembre y mayo, y de la mediana en septiembre y julio, contrastan con los resultados de Usón y Ramos (2001) en Barcelona, en los que los valores más altos de erosividad se producen durante los meses de octubre y noviembre. Estas diferencias se deben al mayor número de eventos erosivos asociados a tormentas de tipo convectivo que ocurren durante los meses de verano en el entorno de la Cuenca de Estaña, en comparación con el mayor número de eventos asociados al fenómeno de “gota fría” durante los meses de otoño en la zona de estudio de los citados autores (Belmonte y Beltran, 2001).

La alta variabilidad interanual del factor R en la zona de estudio coincide con los resultados de otros autores en zonas de clima mediterráneo (p.ej. Diodato, 2004) y responde a las diferencias espaciales y temporales de los parámetros de intensidad, duración y volumen de la precipitación. Por otro lado, Usón y Ramos (2001) proponen utilizar intervalos temporales más cortos para el cálculo del factor de intensidad máxima, cada 10 ó 5 minutos (I_{10} , I_5), con objeto de incrementar la precisión del cálculo de la erosividad de las tormentas de alta intensidad, características del ambiente mediterráneo. Además, Yin et al. (2007) obtuvieron en el norte, centro y sur oriental de China valores más elevados del parámetro I_{30} a partir de valores de precipitación registrados cada 5, 10 ó 15 que los calculados a partir del registro de precipitación cada 30 minutos.

Las correcciones que se han realizado en superficies de baja pendiente sólo afectan al 0.28 % del área de estudio, dando lugar a una reducción máxima del valor inicial de R de un 0.7 %. Por lo tanto, el efecto protector de las zonas encharcadas en los eventos de lluvia de alta intensidad y/o precipitación es muy reducido, tanto en su magnitud como en su extensión. No obstante, en aquellas áreas con un valor elevado del parámetro $(EI_{30})_{10-Mx}$ y situadas en zonas de baja pendiente o planas, este tipo de correcciones pueden resultar significativas y por lo tanto, la inclusión de las mismas es aconsejable.

Tabla 3.2 Valores de erosividad de la lluvia y de la escorrentía (EI_{30} , MJ mm ha⁻¹ h⁻¹), de intensidad máxima (I_{30} , mm h⁻¹), del promedio mensual y anual de los eventos de lluvia erosiva identificados, y anuales del factor R de erosividad (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ año⁻¹).

Mes	1997		1998		1999		2000		2001		2002		2003		2004		2005		2006		Promedio	
	EI_{30}	I_{30}	EI_{30}	I_{30}	EI_{30}	I_{30}	EI_{30}	I_{30}	EI_{30}	I_{30}	EI_{30}	I_{30}	EI_{30}	I_{30}	EI_{30}	I_{30}	EI_{30}	I_{30}	EI_{30}	I_{30}	EI_{30}	I_{30}
En	-	-	6.5	3.0	56.6	15.4	-	-	-	-	-	-	8.4	5.0	-	-	-	-	6.9	3.0	19.6	6.6
Fb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	37.9	7.8	18.6	6.8	-	-	-	-	28.5	7.1
Mr	-	-	-	-	11.0	6.6	9.0	6.2	12.9	4.4	-	-	6.0	3.4	2.0	1.6	-	-	-	-	11.6	5.7
								11.2	5.2						25.4	9.0						
								16.8	9.2						9.9	6.0						
Ab	51.6	7.2	16.4	7.0	9.3	5.8	79.5	24.6	37.3	8.6	48.7	14.0	-	-	5.4	3.6	-	-	52.4	20.2	37.4	10.9
			81.8	12.4			95.2	24.6			7.7	4.8			17.2	7.8						
							14.7	7.8			6.1	3.6										
My	69.1	20.2	43.7	18.2	14.8	8.0	55.5	14.0	71.6	19.4	11.6	4.4	66.1	13.2	-	-	46.4	15.8	33.1	15.0	107.4	15.4
			19.0	9.6	10.8	6.8							45.9	9.4			34.2	8.0				
			1216.3	69.8	27.9	8.6																
			15.4	8.6	44.7	13.6																
Jn	95.9	26.0	-	-	-	-	88.9	10.8	-	-	22.3	12.2	-	-	-	-	152.3	31.2	103.3	22.2	79.8	17.9
	75.9	13.0									20.1	10.2										
Jl	74.1	24.6	-	-	96.6	18.8	-	-	-	-	92.5	25.4	-	-	22.0	7.8	-	-	-	-	87.6	21.8
					152.7	32.6																
Ag	20.5	9.8	-	-	17.6	12.4	54.3	20.2	-	-	-	-	15.1	7.6	52.2	18.0	196.6	28.4	334.9	43.6	91.5	19.8
	40.6	18.4																				
Sp	-	-	254.5	37.2	51.2	11.2	610.8	65.6	391.6	47.4	328.5	40.2	38.0	10.0	-	-	21.3	9.2	161.0	29.6	187.1	26.9
			194.8	36.2	34.7	7.6	28.1	14.6	11.2	6.2	201.3	38.2	390.4	36.2					60.4	11.8		
													22.8	11.0					379.8	45.0		
Oc	-	-	79.2	24.0	104.8	18.0	134.8	16.8	176.6	34.2	5.5	3.4	142.3	27.8	15.0	5.2	81.6	17.0	87.1	22.6	89.2	17.2
					4.9	3.3					27.7	10.2	37.9	8.6	47.1	16.6	244.9	34.2				
											483.4	57.8	103.3	19.8			18.0	10.8				
													5.4	3.2								
													11.1	5.6								
													51.3	17.6								
													11.2	5.4								
Nv	19.7	7.6	-	-	38.4	7.1	4.7	2.6	50.4	9.8	7.4	4.4	10.3	4.8	-	-	4.6	3.2	-	-	33.8	8.6
	7.2	4.6					12.3	5.5	15.0	8.6	166.5	25.0	68.7	20.2								
Dc	117.4	9.0	41.7	7.8	-	-	16.5	5.1	-	-	-	-	19.0	6.8	-	-	2.7	2.0	5.6	3.8	29.9	5.4
							6.3	3.2														
Media	57.2	14.0	179.0	21.3	45.1	11.7	86.5	15.8	79.5	15.3	109.1	19.5	56.0	11.5	21.5	8.2	80.3	16.0	122.4	21.7	81.3	15.2
R	572.0		1969.2		676.2		1210.7		794.7		1417.8		1119.9		215.0		802.5		1224.5		1000.3	

3.1.3 Factor de erodibilidad del suelo (*K*)

La erodibilidad del suelo es una propiedad compleja que refleja la facilidad con la que un suelo es desagregado debido al impacto de las gotas de lluvia, al flujo superficial o a ambos. En el modelo RUSLE, el factor *K* de erodibilidad del suelo ($\text{Mg ha h ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$) corresponde a la tasa de pérdida de suelo por unidad de erosividad de la lluvia y de la escorrentía, medido sobre una parcela de 22.1 m de largo y 1.83 m de ancho, con una pendiente constante del 9 %. Este factor refleja de modo agrupado cómo la conductividad hidráulica, el contenido en materia orgánica, el tipo de textura y de agregados del suelo, ejercen una resistencia frente a la disgregación del suelo en partículas fácilmente exportables, según la siguiente expresión:

$$K = \frac{[2.1 \cdot 10^{-4} (12 - OM) M^{1.14} + 3.25 (s - 2) + 2.5 (p - 3)]}{100} 0.1317 \quad (3.10)$$

Donde:

OM (%) es el contenido en materia orgánica, *M* es el producto del porcentaje modificado de limo (0.002 – 0.1 mm) por el porcentaje modificado de arena (0.1 – 2 mm), *s* es la clase de estructura de los agregados del suelo, y *p* es la clase de permeabilidad del suelo. Las clases de estructura y de permeabilidad del suelo se derivan de las definidas en el manual de suelos No. 430 del Departamento de Agricultura de EE.UU. (USDA, 1983) (Tabla 3.3). En este manual a cada tipo de textura se le asocia una clase de permeabilidad. Además, el manual del modelo RUSLE ofrece la posibilidad de calcular las clases de permeabilidad a partir de medidas de conductividad hidráulica saturada, según los rangos de valores presentados por Rawls et al. (1982). No obstante, existen otras propuestas para estimar las distintas clases de permeabilidad, como es la propuesta de Hudson (1982) (Tabla 3.3), utilizada por Tejada y Gonzalez (2006) en la aplicación del modelo RUSLE sobre cultivos de trigo de invierno en Sevilla. En aquellos casos en los que no sea posible obtener los valores necesarios para el cálculo del factor *K* (Eq. 3.10), y sobre suelos con menos del 10 % en peso de la fracción > 2 mm, el factor de erodibilidad del suelo se puede estimar a partir del diámetro geométrico medio de las partículas del suelo.

Correcciones realizadas por el contenido de rocas en el suelo

Los fragmentos de rocas que cubren la superficie del suelo reducen significativamente la desagregación de partículas del suelo por el impacto de las gotas de lluvia. A pesar de que la cubierta de rocas en un suelo varía de un punto a otro en una misma localidad, los fragmentos actúan en su conjunto como una superficie amortiguadora, protegiendo el suelo del mismo modo que lo hace la superficie de paja de los rastrojos y tallos cortados tras la cosecha (Fig. 3.4.a y b).

Tabla 3.3 Clases de permeabilidad y de estructura según USDA (1983), Rawls et al. (1982) y Hudson (1982).

Clase de permeabilidad	USDA (1983)	Rawls et al. (1982)	Hudson (1982)
	Textura	K_{fs} (mm h ⁻¹)	K_{fs} (mm h ⁻¹)
1 (rápida y muy rápida)	Arenosa	> 60.96	> 125
2 (moderada a rápida)	Arenosa franca, franco arenosa	20.32 – 60.96	62.5 – 125
3 (moderada)	Franca, franco limosa, limosa	5.08 – 20.32	20 – 62.5
4 (lenta a moderada)	Franco arcillo arenosa, franco arcillosa	2.03 – 5.08	5 – 20
5 (lenta)	Franco arcillo limosa, arcillo arenosa	1.02 – 2.03	1.25 – 5
6 (muy lenta)	Arcillosa, arcillo limosa	< 1.02	< 1.25

Clase de estructura	USDA (1983)
1	Granular y migajosa muy fina (< 1 mm)
2	Granular y migajosa fina (1 – 2 mm)
3	Granular y migajosa media (2 – 5 mm) y granular grosera (5 – 10 mm)
4	Granular y prismática muy grosera y columnar (> 10 mm)

Durante los eventos de lluvia, los fragmentos rocosos permanecen estables en la superficie del suelo, ya que generalmente no son desplazados por la escorrentía, especialmente en las zonas entre regueros. Sin embargo, los fragmentos de rocas subsuperficiales afectan a la velocidad de infiltración (subfactor p) y a la escorrentía, reduciendo los espacios vacíos del suelo y la conductividad hidráulica. A pesar de que la fracción gruesa del suelo suele ser excluida en los modelos de erosión, el modelo RUSLE permite la inclusión de esta fracción como parte de los factores a tener en cuenta en el cálculo de la conductividad hidráulica saturada, modificando el valor inicial de esta propiedad en la misma proporción que el porcentaje en peso de rocas que hay en el suelo, según la siguiente expresión:

$$K_b/K_f = (1 - R_w) \quad (3.11)$$

Donde:

K_b (mm día⁻¹) es la conductividad hidráulica del suelo con rocas, K_f (mm día⁻¹) es la conductividad hidráulica saturada del suelo sin rocas, y R_w (%) es el tanto por uno del contenido en peso de la fracción > 2 mm o rocas.

Los pavimentos rocosos, típicos en suelos mediterráneos y frecuentes en los campos abandonados y en otros en uso en zonas de pendiente de la Cuenca de Estaña se forman por la removilización selectiva de las partículas finas del suelo por la escorrentía. La correlación positiva entre la cubierta de fragmentos de rocas y el gradiente de la pendiente de las laderas fue observado por Govers et al. (2006) y Poesen et al. (1998) en laderas no cultivadas de la Europa mediterránea.

Variaciones estacionales del factor K

La erodibilidad del suelo varía a lo largo del año debido a los cambios estacionales de las propiedades del suelo. Estas variaciones se deben, principalmente, a tres factores, que son los procesos de hielo – deshielo, los cambios en la superficie del suelo (textura y estructura) y la oscilación del contenido de agua en el suelo. Las condiciones invernales con suelos helados de modo continuo o intermitente, afectan profundamente a la estabilidad de los agregados, a la estructura del suelo y en consecuencia a la erodibilidad del mismo (Fig. 3.4.c).

Los procesos de hielo – deshielo afectan a la estructura y a la conductividad hidráulica del suelo (subfactores s y p), produciendo una disminución en la densidad aparente, y en la estabilidad y cohesión de los agregados, lo que se traduce en un incremento de la erodibilidad. No obstante, los cambios temporales en las propiedades del perfil del suelo a lo largo del periodo en el que tienen lugar estos ciclos, dificultan la estimación precisa de la variación de la tasa de erodibilidad del suelo. Cuanto mayor es el número de ciclos de hielo – deshielo, mayor es el número de veces que el suelo alcanza su valor mínimo de resistencia a la erosión. Por lo tanto, al inicio del periodo libre de ciclos de hielo – deshielo se registran los valores máximos de erodibilidad (K_{max}), mostrándose el suelo extremadamente susceptible a la erosión, tanto por el agua de lluvia como por la del deshielo de la nieve. Además, el alto contenido en agua del suelo puede impedir la infiltración y favorecer la generación de escorrentía. Durante el periodo libre de heladas el valor de erodibilidad disminuye exponencialmente, de tal modo, que al final de este periodo se registran los valores mínimos de erodibilidad del suelo (K_{min}). Este momento suele coincidir con el inicio de las labores de siembra y de crecimiento del cereal de invierno, tal y como sucede en la zona de estudio. El intervalo temporal entre los valores máximo y mínimo de erodibilidad depende de la situación geográfica y del tipo de suelo, aunque generalmente, en las áreas con un número moderado de procesos de hielo – deshielo, este periodo raramente supera los seis meses. Según el modelo RUSLE, cuando el valor del factor R es menor de $6808 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ año}^{-1}$ ($400 \text{ hundreds of ft ton in acre}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) las tasas de erodibilidad máxima y mínima (K_{max} y K_{min} , $\text{ton acre h hundreds of acre}^{-1} \text{ foot}^{-1} \text{ tonf}^{-1} \text{ in}^{-1}$), así como el número de días en el que el suelo se encuentra en su valor máximo de erodibilidad (t_{max} , día) están en función de las siguientes expresiones:

$$K_{max}/K_{min} = 8.6 - 0.019R \quad (3.12)$$

$$K_{max}/K_{nom} = 3.0 - 0.005R \quad (3.13)$$

$$t_{max} = 154 - 0.44R \quad (3.14)$$

Estimación de los parámetros requeridos para el cálculo del factor K

El parámetro OM de la Eq. (3.10) se ha obtenido del análisis del contenido en materia orgánica del suelo (Fig. 2.20.a), mientras que los porcentajes de arcilla y arena calculados a partir del análisis granulométrico de las muestras recogidas (Fig. 2.17.c) han servido para calcular el parámetro M de la Eq. (3.10), cuyo valor medio ha sido de 760, con un rango entre 1 y 2493. Los valores más elevados del parámetro M aparecen en suelos de textura franca, y franco – arenosa, mientras que los valores más pequeños corresponden a muestras de textura franco – arcillo – limosa. No obstante, el 86 % de las muestras de suelo presentan una textura franco – limosa, por lo que el área asociada a los valores mínimos y máximos es muy pequeña.

Los valores del parámetro s del tipo de estructura de los agregados se han calculado por tipo de suelo (Fig. 2.13.a), de tal modo que los Gleysoles, Gypsisoles, Regosoles gypsicos y Leptosoles réndzicos presentan una estructura de clase 4 (granular grosera o pseudoprismática, Fig. 3.4.d), mientras que los Leptosoles, los Calcisoles y los Regosoles háplicos tienen una estructura de tipo 3 (granular media). El mapa resultante del parámetro s muestra que el 64 % del área de estudio corresponde a la clase de estructura 3, y el 36 % restante corresponde a la clase de estructura 4.

A partir de las clases de permeabilidad asignadas a cada textura (Tabla 3.3) se ha obtenido el mapa del subfactor p -*textura* (Fig. 3.5.a). Este mapa diferencia cuatro clases de permeabilidad, de las que la clase de permeabilidad moderada (clase 3) representa el 83 % de la zona de estudio, mientras que la clase de conductividad lenta a moderada (clase 4) representa el 12 % del área restante.



Fig. 3.4 Pavimento rocoso formado tras el arrastre superficial de las partículas finas en los centímetros superiores del suelo (a) frente a un suelo sobre un campo de cultivo sin este tipo de proceso (b). Aspecto de la superficie del suelo en su nivel de máxima erodibilidad debido a la crioclastia de los agregados del suelo y a la disminución de la densidad aparente tras repetidos procesos de hielo – deshielo (c). Agregados pseudoprismáticos característicos de los Leptosoles réndzicos de la zona de estudio (d).

Por otro lado, a partir de las clases de permeabilidad derivadas de los valores de conductividad hidráulica saturada y según la propuesta de Rawls et al. (1982) (Tabla 3.3), de los valores de K_{fs} para cada tipo de suelo (Tabla 2.6), del contenido de rocas en el suelo (Fig. 2.16.a), y aplicando la Eq. (3.11) se obtuvo un segundo mapa más complejo del denominado subfactor $p-K_{fs}$ -rocas (Fig. 3.5.b). En este último mapa se diferencian seis clases de permeabilidad, correspondiendo el 48 % de la zona de estudio a la clase 3, y el 36 % a la clase 2, asociada esta última a velocidades de infiltración de moderada a rápida. Las correcciones de los valores de conductividad hidráulica saturada por el efecto de las rocas del suelo, produce la reducción en los valores de infiltración en un 33 %, lo que represente un aumento de hasta el 16 % del área de estudio asociada a las clases de permeabilidad 4, 5 y 6, frente al 10 % obtenido sin el efecto de la fracción gruesa del suelo, siendo constantes los porcentajes asociados a las clases de permeabilidad 2 y 3, que cubren el 37 y el 46 % del área de estudio, respectivamente.

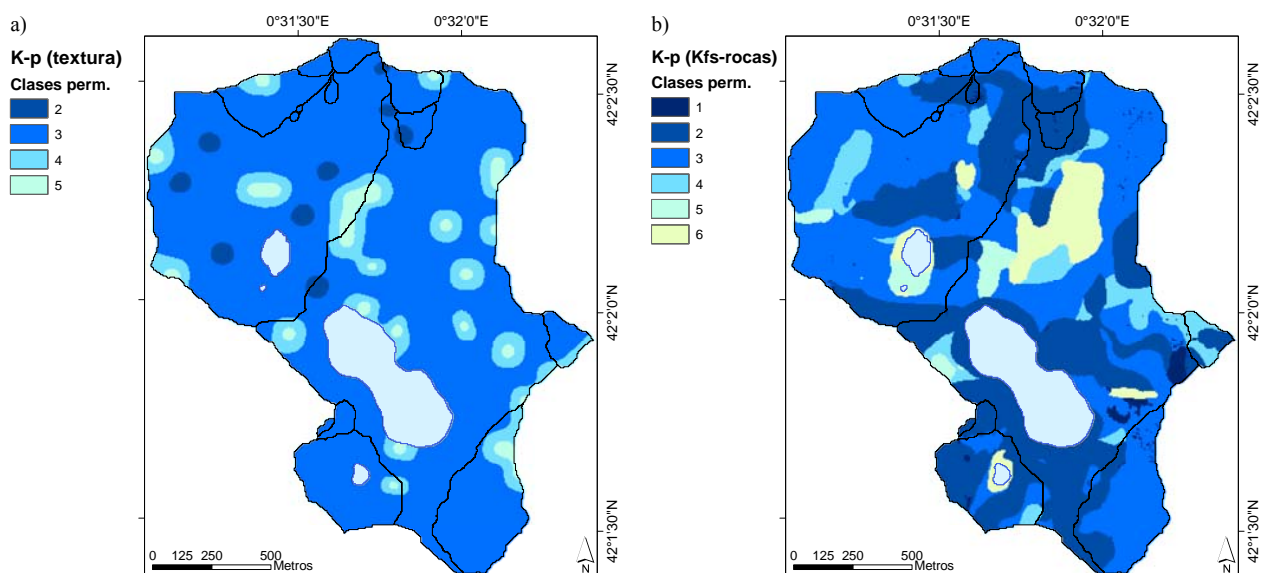


Fig. 3.5 Mapas del parámetro p -textura (a) y p - K_{fs} -rocas (b).

Erodibilidad del suelo en el área de estudio

Se han obtenido dos mapas de erodibilidad del suelo siguiendo la doble propuesta de cálculo del subfactor p . Sobre los mapas obtenidos, se aplicó una máscara asociada a las cubiertas de suelo urbano (asfalto, cemento y edificios), y de rocas (canchales y afloramientos rocosos), con un valor del factor K igual a cero, con el objetivo de reflejar la ausencia de suelo en estas cubiertas.

El mapa del factor K -textura (Fig. 3.6.a), calculado a partir del mapa p -textura, tiene un valor medio de $0.011 \text{ Mg ha h ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$, frente al valor medio de $0.010 \text{ Mg ha h ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ para el mapa de erodibilidad K - K_{fs} -rocas (Fig. 3.6.b), calculado a partir del mapa p - K_{fs} -rocas. No

obstante, y a pesar de la igualdad en los valores medios obtenidos, el valor máximo del mapa $K_{K_f\text{-rocas}}$ es de $0.04 \text{ Mg ha h ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$, frente a la máxima tasa de $0.03 \text{ Mg ha h ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ del mapa $K\text{-textura}$, que representa un incremento del 39 % de erodibilidad máxima.

El mapa $K\text{-}K_f\text{-rocas}$ muestra cinco áreas con valores de erodibilidad nula (áreas de color blanco en la Fig. 3.6.b), asociadas a suelos con un elevado contenido en materia orgánica y una elevada conductividad hidráulica saturada. A pesar de la reducida superficie cubierta por los suelos con textura franca y franco arenosa, estas zonas tienen altas tasas del factor K , mientras que los suelos con textura franco – arcillo – limosa presentan bajas tasas de erodibilidad.

Las áreas concéntricas que aparecen en los mapas del factor K con altos valores de erodibilidad (Fig. 3.6.a y b) se deben a la interpolación espacial a partir de valores puntuales con grandes diferencias entre sus valores mínimos y máximos. Por otro lado, los dos tipos de estructura, parámetro s , individualizan dos zonas de diferente erodibilidad, siguiendo la distribución de las unidades de suelo identificadas. Las zonas de más alta erodibilidad corresponden a suelos con agregados granulares y prismáticos muy groseros, y bajo contenido en materia orgánica, mientras que aquellas de baja erodibilidad aparecen en suelos con agregados de estructura granular y migajosa media y grosera y alto contenido en materia orgánica.

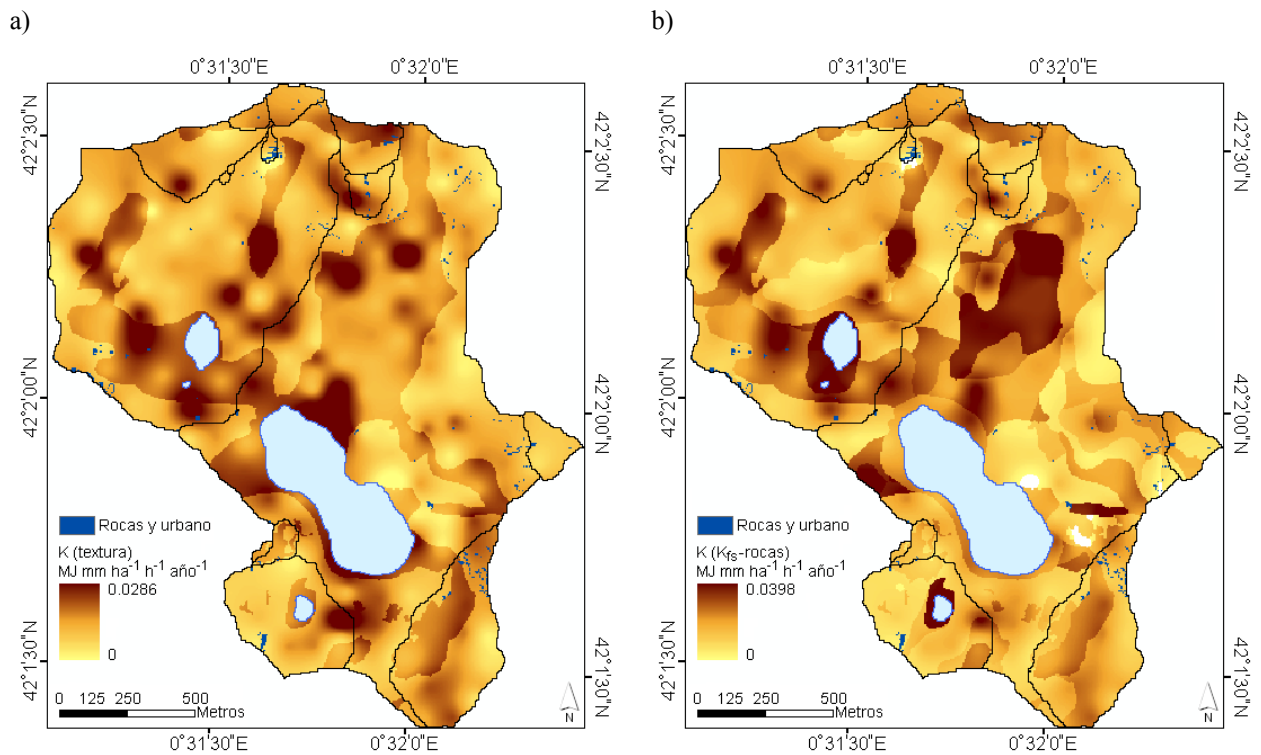


Fig. 3.6 Mapas de erodibilidad del suelo calculados a partir del subfactor p estimado con datos texturales (a) y estimado con datos de conductividad hidráulica saturada corregida por el contenido de rocas en el suelo (b).

La variación estacional del factor K debido a procesos de hielo – deshielo (75.2 ciclos de hielo – deshielo al año, calculado para la estación meteorológica reconstruida de Estaña durante el periodo 1997 – 2006, apartado 2.6) se ha calculado siguiendo las Eqs. (3.12), (3.13) y (3.14), y el valor promedio del factor R . Los valores medios calculados de K_{max} y K_{min} han sido de 0.004 y 0.027 Mg ha h ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹, respectivamente, con un ratio de 7.5 entre ambos factores. La duración estimada del periodo en el que la tasa de erodibilidad es igual a K_{max} ha sido de 128 días. A partir de estos valores, se ha estimado la duración de K_{min} y K en 50 y 187 días, respectivamente.

Erodibilidad de los diferentes tipos de suelos

Debido a la diversidad de suelos existente en la zona de estudio, así como la variabilidad de las propiedades edáficas, se ha calculado la erodibilidad para cada tipo de suelo (Tabla 3.4). La tasa de erodibilidad media más alta se ha obtenido en los Gypsisoles y Gleysoles háplicos debido a los bajos valores de K_{fs} y MO . El máximo valor de K también corresponde a los Gypsisoles háplicos, mientras que los valores mínimos de K aparecen en los Leptosoles y Calcisoles, con valores medios de 0.0072 y 0.0073 Mg ha h ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹, respectivamente, siendo los Leptosoles háplicos los que presentan la menor erodibilidad media. La mayor variabilidad de los valores de K corresponde a los Gypsisoles y a los Leptosoles líticos.

Los suelos con mayor contenido en materia orgánica presentan tasas de erodibilidad inferiores a la media, situándose en los valores más bajos en la zona de estudio, reflejando el efecto de la materia orgánica en la estabilidad de los agregados del suelo. Estos resultados coinciden con los obtenidos por Tejada y Gonzalez (2006) que aplicaron elevadas cantidades de compost triturado a cultivos de trigo, con el fin de aumentar la estabilidad de los agregados del suelo. Por otro lado, Chaney y Swift (1984) y Piccolo y Mbagwu (1990) sugieren que la estabilidad de los agregados está significativamente relacionada con la concentración de ácidos húmicos debido al papel activo en la formación de complejos orgánico – arcillosos.

A pesar de la sencillez de cálculo del subfactor s de la estructura de los agregados, propuesto en el manual del modelo RUSLE, resulta aconsejable la aplicación de otros métodos para una estimación más precisa de las variaciones espaciales de este parámetro, tal y como han llevado a cabo Tejada y Gonzalez (2006) al calcular la estabilidad de los agregados del suelo a partir del método de Hénin y Monnier (1956). Por otra parte, la inclusión de la fracción gruesa en el cálculo del parámetro p de clases de permeabilidad del suelo ha permitido la elaboración de un mapa del factor K mucho más complejo, en el que se refleja la variabilidad de los valores de infiltración de los diferentes tipos de suelos. Este hecho resulta especialmente significativo en los

agroecosistemas mediterráneos, donde la elevada frecuencia de pavimentos rocosos, y de suelos pedregosos, hacen de la fracción grosera una parte importante de la composición del suelo (López-Vicente et al., 2006a). Por lo tanto, el cálculo del factor K a partir de los valores de conductividad hidráulica saturada y del contenido en piedras resulta la opción adecuada frente al cálculo a partir de los valores de textura. La importancia de las piedras en la disminución en la capacidad de infiltración, y en consecuencia en el incremento de la erodibilidad del suelo, fue puesta de manifiesto por Evans y Loch (1996) en zonas mineras de Australia.

Tabla 3.4 Erodibilidad en los suelos de la Cuenca de Estaña.

Tipo de suelo	Erodibilidad del suelo			
	Mg ha h ha ⁻¹ MJ ⁻¹ mm ⁻¹			
	mínimo	máximo	media	desv. típica
Calcisol hipercálcico	0.004	0.017	0.010	0.002
Calcisol háplico	0	0.018	0.005	0.003
Calcisol háplico + Leptosol háplico	0	0.022	0.007	0.003
Calcisol háplico + Regosol gypsico	0	0.008	0.004	0.001
Calcisol háplico + Vertisol	0.007	0.019	0.011	0.003
Calcisol léptico	0	0.023	0.007	0.003
Gleysol háplico	0.018	0.030	0.022	0.002
Gleysol háplico + Fluvisol + Vertisol	0.005	0.020	0.012	0.003
Gypsisol háplico	0.018	0.040	0.022	0.004
Gypsisol lúvico	0.012	0.023	0.016	0.004
Leptosol háplico	0	0.009	0.003	0.002
Leptosol lítico	0.001	0.022	0.006	0.004
Leptosol lítico + Calcisol léptico	0.003	0.027	0.008	0.003
Leptosol lítico + Regosol lítico	0	0.009	0.004	0.001
Leptosol réndzico	0.005	0.020	0.010	0.003
Leptosol réndzico + Kastanozem crómico	0.008	0.017	0.012	0.002
Regosol gypsico + Calcisol háplico	0.007	0.025	0.013	0.003
Regosol gypsico + Gypsisol háplico	0.009	0.029	0.018	0.003
Regosol gypsico + Vertisol	0.009	0.016	0.011	0.001
Regosol háplico	0.004	0.021	0.010	0.003
Regosol háplico (costra superficial)	0.011	0.019	0.014	0.002

El elevado ratio de 7.5 obtenido entre los mapas de K_{max} y K_{min} es similar a los ratios de 7 y 10 obtenidos por Hussein et al. (2007) en una cuenca semiárida del norte de Irak con un valor del factor R de 900 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹. Según Renard et al. (1997) los ratios elevados son típicos de

regiones con valores bajos del factor R y una distribución irregular de los valores de erosividad de la lluvia, tal y como sucede en la Cuenca de Estaña.

Las elevadas tasas de erodibilidad obtenidas en Gleysoles y Gypsisoles háplicos se explican por la baja conductividad hidráulica saturada, con valores de 30 y 10 mm día⁻¹, respectivamente, frente al valor promedio de 479 mm día⁻¹ para el conjunto de los suelos de la zona de estudio. Además, el contenido en materia orgánica en estos dos tipos de suelos, se encuentra por debajo de la media, especialmente en el caso del Gypsisol háplico, con un porcentaje del 2.4 % frente al 3.7 % para el conjunto de la zona de estudio. Por otro lado, las menores tasas de erodibilidad calculadas para los Leptosoles y Calcisoles, se explican debido al mayor contenido en materia orgánica de los primeros (4.4 %) y a la elevada conductividad hidráulica de los Calcisoles (668.1 mm día⁻¹), respecto a los valores promedio de los suelos de la zona de estudio. No obstante, tanto el porcentaje de materia orgánica de los Calcisoles como de conductividad hidráulica de los Leptosoles se mantienen por encima de los valores medios, lo que contribuye, aunque en menor medida, a explicar la escasa erodibilidad de estos suelos.

La relativa sencillez de cálculo de la erodibilidad del suelo a través del factor K de la RUSLE, hacen de este modelo una herramienta útil en la estimación de esta compleja propiedad del suelo. Sin embargo, Lal (1994) puso de manifiesto la importancia de la geoquímica del suelo y de la mineralogía de las arcillas en el cálculo de la erodibilidad, tal y como demostró Igwe (2005) al estudiar el efecto de las arcillas dispersivas sobre este factor. Por último, estudios recientes en laboratorio, y bajo simuladores de lluvia, han contribuido a mejorar el conocimiento de esta propiedad que deberán ser consideradas en futuras investigaciones (Nolan et al., 1997).

3.1.4 Factor topográfico (LS)

El efecto de la topografía sobre la pérdida de suelo se calcula en el modelo RUSLE a través de los factores L , de longitud de la pendiente, y S de inclinación de la ladera. Estos factores reflejan el incremento de la erosión al aumentar tanto la longitud como el gradiente de inclinación de la ladera. El factor de longitud de la ladera se define como la distancia horizontal desde el origen del flujo de escorrentía hasta el punto donde la inclinación de la ladera disminuye lo suficiente para que se inicie la sedimentación de las partículas erosionadas aguas arriba, o hasta que la escorrentía se concentra definiendo un curso de agua.

El factor topográfico LS combina los dos factores anteriores y se define como la tasa de pérdida de suelo para una longitud e inclinación de la pendiente dadas frente a la tasa de erosión correspondiente a una parcela estándar de 22.13 m de longitud y 9 % de pendiente uniforme, siendo el resto de las condiciones climáticas, edáficas y de usos del suelo constantes. El

significado físico del factor LS es la medida de la capacidad de transporte de sedimento por parte de la escorrentía superficial. Las ecuaciones del modelo RUSLE para el cálculo del factor LS a partir de la longitud (λ , m) y del ángulo de la pendiente (α , radianes), son las siguientes:

$$LS = \left(\frac{\lambda}{22.13} \right)^m (10.8 \sin \alpha + 0.03) \quad \text{Si } \tan \alpha < 0.09 \quad (3.15)$$

$$LS = \left(\frac{\lambda}{22.13} \right)^m (16.8 \sin \alpha - 0.5) \quad \text{Si } \tan \alpha \geq 0.09 \quad (3.16)$$

Donde:

m es el exponente de la longitud de la pendiente, y expresa la relación entre la erosión producida en los regueros frente a la erosión producida en las zonas entre regueros. Este parámetro se calcula en función de la inclinación de la pendiente.

Debido a la dificultad de cálculo de cada segmento de longitud de la ladera, especialmente, en áreas de estudio de gran extensión y/o complejidad topográfica, como es el caso de la Cuenca de Estaña, se ha optado por la búsqueda de propuestas alternativas para estimar el factor LS basadas en el área contributiva unitaria de cada píxel i del MDE. Onori et al. (2006) llevaron a cabo este tipo de cálculo en la cuenca Comunelli (84 Km²), en Sicilia, siguiendo los trabajos realizados en EE.UU. por Van Remortel et al. (2001), para resolver el cálculo del factor LS a escala regional y a partir del mapa de flujo acumulado y de la pendiente máxima aguas abajo. Boellstorff y Benito (2005) calcularon el factor LS para una cuenca de 28 Km² en la región de Torrijos (Toledo) utilizando la propuesta de Mitsova et al. (1996):

$$LS_i = (m+1) \left[\frac{A_i}{a_0} \right]^m \left[\frac{\sin \alpha_i}{b_0} \right]^n \quad (3.17)$$

Donde:

LS_i es el factor topográfico LS para un punto i de coordenadas (x, y) , A (m) es el área contributiva unitaria que drena al punto i , α_i (radianes) es el ángulo de la pendiente de la ladera para el punto i , m y n son parámetros específicos para cada cuenca, y $a_0 = 22.13$ m y $b_0 = 9\%$ son la longitud y la inclinación de la parcela estándar de referencia.

Mitsova et al. (1996) encontraron adecuado el uso del área drenante unitaria en el cálculo del factor LS para MDE cuya resolución espacial oscila entre 2 y 20 m. Otra propuesta para el cálculo del factor de longitud de la pendiente para un punto de coordenadas (i, j) , L_{ij} , es la de

Desmet y Govers (1996), basada en el área de drenaje unitaria, $U_{i,j-in}$ y en la resolución espacial del píxel del MDE, b (m), según las expresiones:

$$L_{i,j} = (m+1) \left(\frac{2U_{i,j-in} + b}{2 \cdot 22.13} \right)^m \quad (3.18)$$

$$U_{i,j-in} = \frac{1}{b} \sum_{i=1}^{n_i} \mu_i a_i \quad (3.19)$$

Donde:

m es el exponente del factor de longitud de la pendiente, μ_i es el parámetro de las tasas de escorrentía e infiltración para cada píxel, y a_i (m^2) es el área de cada píxel. Esta propuesta fue utilizada por Fernandez et al. (2003) en la cuenca Lawyers Creek (544 Km^2), en Idaho, EE.UU., para el cálculo del factor topográfico LS .

Di Stefano et al. (2000) utilizaron la propuesta de Moore y Burch (Moore y Burch, 1986a, 1986b y 1986c; Moore y Wilson, 1992), en la cuenca Sparacia (3.64 ha) en Sicilia, y en tres subcuencas (1.5, 1.4 y 1.6 ha) en Calabria (Italia), para el cálculo del factor LS , según la expresión:

$$LS_i = \left(\frac{A_{s,i}}{22.13} \right)^p \left(\frac{\sin \alpha_i}{0.0896} \right)^q \quad (3.20)$$

Donde:

$A_{s,i}$ (m) es el área contributiva unitaria para la unidad geomorfológica i , α_i (radianes) es el ángulo de la pendiente, y p y q son dos exponentes empíricos, a los que Moore y Wilson (1992) asignan los valores de 0.4 y 1.3, respectivamente. Esta propuesta también fue utilizada por Martínez-Casasnovas y Sánchez-Bosch (2000) en el Penedés (Barcelona) en una zona de topografía abrupta. Dada la sencillez de esta propuesta, debido a la ausencia del cálculo de parámetros específicos de cuenca, ha sido la elegida para el cálculo del factor LS en la Cuenca de Estaña.

Cálculo del factor LS

El modelo RUSLE sólo es adecuado para la estimación de la erosión que tiene lugar en las zonas de regueros y entre regueros, excluyendo las zonas con cursos de agua permanente, por lo que existe un límite superior en el factor de longitud de la pendiente. Para calcular este límite se han identificado sobre la ortofoto en color de la zona de estudio, catorce puntos de ruptura de la pendiente y/o de concentración de la escorrentía, sobre los que se ha medido la longitud de flujo a partir del mapa correspondiente (Fig. 3.7.a y b). El valor promedio de longitud del flujo en

estos catorce puntos es el valor máximo de longitud de la pendiente. Este valor se ha utilizado para calcular el área contributiva unitaria por píxel, a partir del mapa del flujo acumulado combinado y de la resolución espacial del MDE-2 (Fig. 2.7.c), de tal modo que se establece una relación entre el máximo número de celdas acumuladas y el valor máximo de longitud de la pendiente.

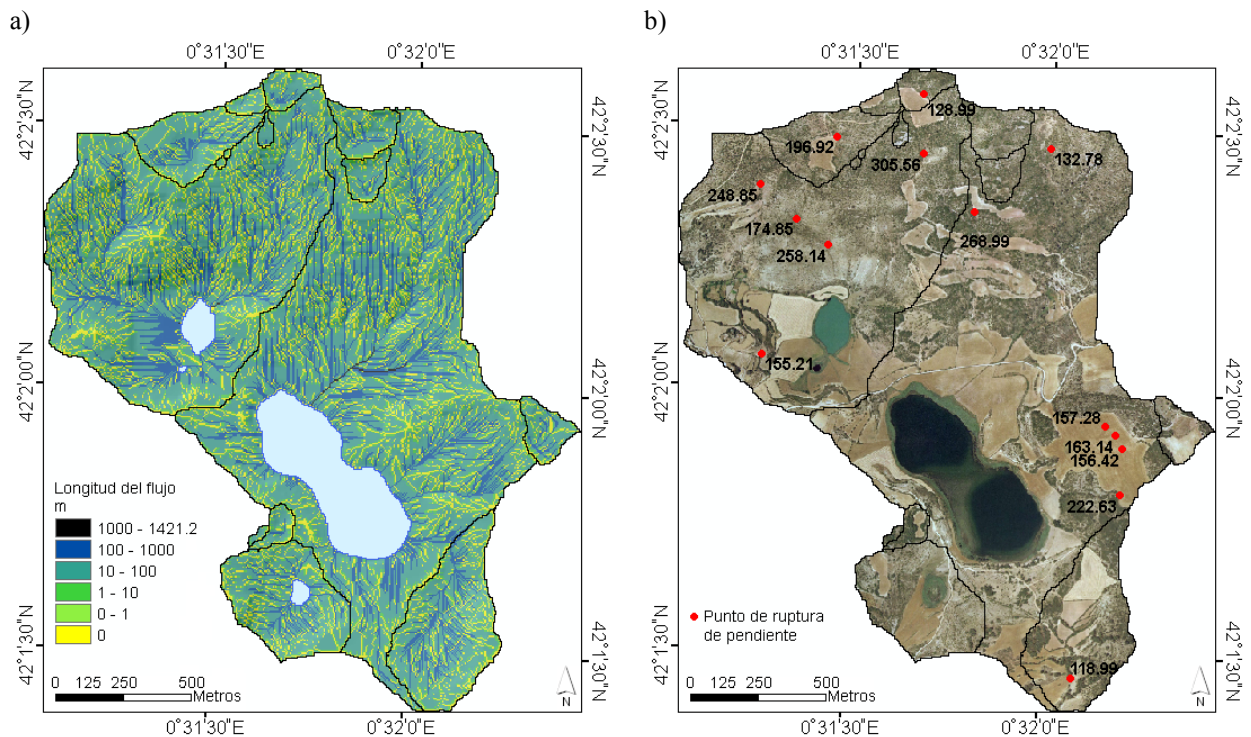


Fig. 3.7 Mapa de longitud de flujo desde cabecera (a). Ortofoto en color de la Cuenca de Estaña con los puntos identificados de longitud máxima de la pendiente y valores correspondientes de longitud del flujo, en metros (b).

Resultados

El valor promedio de longitud del flujo, a partir de los catorce puntos identificados, ha sido de 192.05 m. Teniendo en cuenta que la anchura del píxel es de 5 m, el máximo número de celdas acumuladas que debe tener el mapa de flujo acumulado es de 38.41. A partir del mapa de flujo acumulado combinado corregido, y de la resolución espacial del píxel, se calculó el área contributiva unitaria para cada celda. A partir de estos valores, junto con los del mapa de inclinación de la pendiente (Fig. 2.6.a), y siguiendo la Eq. (3.20) se calculó el mapa del factor topográfico *LS* (Fig. 3.8.a).

El mapa obtenido para el factor topográfico *LS* presenta un valor medio y máximo de 5.1 y 61.3, respectivamente. Los valores máximos aparecen asociados con áreas de fuerte pendiente, situadas en la mitad norte de la zona de estudio, en algunas zonas puntuales rodeando al Estanque Grande de Abajo y en aquellas asociadas a barrancos de fuerte incisión lineal. Por otro

lado, las líneas que definen los regueros de mayor entidad, presentan valores del factor LS superiores al de los píxeles que las rodean. Los píxeles con un valor del factor LS igual a cero constituyen el 0.14 % del área de estudio, aparecen siempre en zonas planas ($\alpha_i = 0$), y se sitúan en el fondo de las dolinas, en las divisorias o en las zonas de topografía plana alrededor del Estanque Grande de Abajo. Estos píxeles aparecen de color blanco en el mapa correspondiente (Fig. 3.8.a). El histograma de valores del factor LS muestra un descenso progresivo en el número de píxeles desde los valores más pequeños a los más altos del factor topográfico (Fig. 3.8.b).

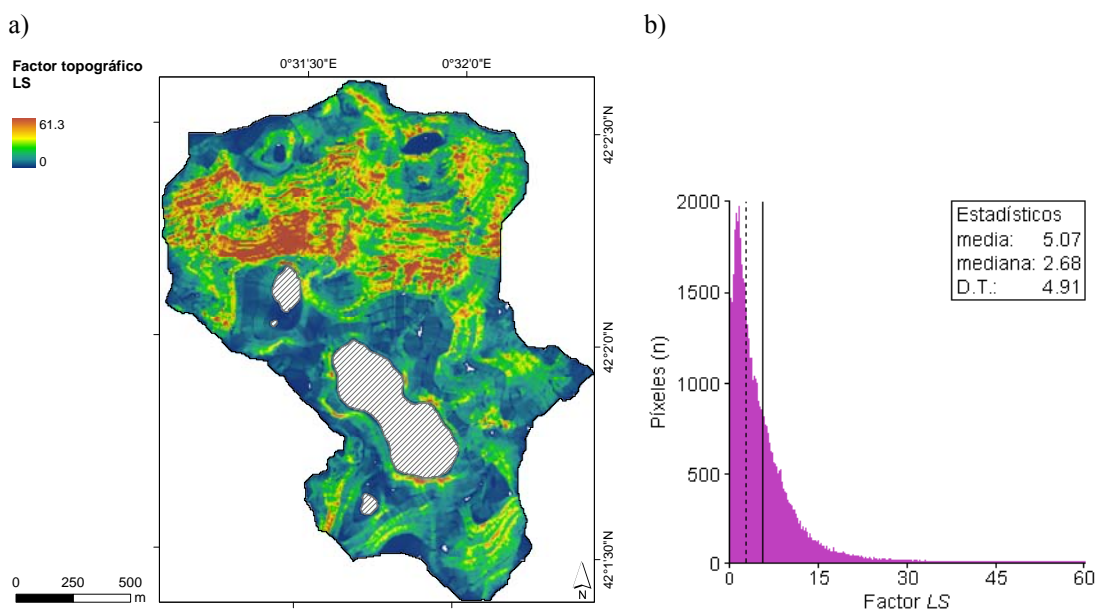


Fig. 3.8 Mapa del factor LS calculado según la propuesta de Moore y Burch (1986a, b y c) (a) e histograma correspondiente (b).

Discusión

Renard et al (1997) encontraron que en la mayoría de las ocasiones, la escorrentía converge para formar un curso de agua, a distancias menores a 122 metros, por lo que el valor obtenido de 192 m de longitud de la pendiente se sitúa por encima del citado valor. No obstante, la singularidad topográfica de la zona de estudio, formada por quince subcuencas endorreicas, podría explicar la diferencia del valor obtenido.

El histograma de valores del factor LS (Fig. 3.8.b) refleja el control del mapa de flujo acumulado sobre el número de píxeles asociados a los distintos rangos de valores, de tal modo, que los valores más pequeños del factor topográfico aparecen en los píxeles asociados al inicio de las líneas de flujo de la escorrentía, jugando un papel secundario el valor de la pendiente, mientras que en los píxeles situados en el curso medio y bajo del flujo de la escorrentía, es el valor de la inclinación de la pendiente el parámetro más importante para explicar los valores del factor LS .

Los valores medio y máximo calculados para el factor topográfico en la zona de estudio, son muy parecidos a los obtenidos por Onori et al. (2006) en una cuenca de media montaña en Sicilia, con valores medio y máximo de 3.9 y 62.2, respectivamente. No obstante, Hammad et al. (2004) obtuvieron en la zona montañosa de Palestina un valor medio del factor LS de 0.4, y Boellstorff y Benito (2005) obtuvieron valores del factor LS por debajo de 1.0 en el 98 % del área en una cuenca en la provincia de Toledo. Los valores medios obtenidos por estos autores se sitúan por debajo de la media calculada para la Cuenca de Estaña.

3.1.5 Factor de gestión del suelo y de las cubiertas (C)

El factor C en el modelo RUSLE es el ratio de la pérdida de suelo de un terreno cultivado bajo condiciones específicas frente a la pérdida bajo condiciones de barbecho permanente. Este factor refleja el efecto protector de las diferentes técnicas de laboreo y de gestión de las cubiertas vegetales y del suelo sobre la pérdida de suelo. El valor de C oscila entre 0 (reducción total de la erosión) y 1 (nula reducción de la erosión), y es el factor de uso más común a la hora de valorar los impactos relativos de las diferentes opciones de gestión y políticas de conservación del suelo. El valor promedio anual de este factor se calcula según las siguientes expresiones:

$$C = \frac{1}{EI_t} \sum_{i=1}^n EI_i SLR_i \quad (3.21)$$

$$SLR_i = PLU_i CC_i SR_i SC_i SM_i \quad (3.22)$$

Donde:

EI_t (%) es la suma de los porcentajes de erosividad de los n periodos definidos en un año, n es el número de periodos temporales i en los que se divide el año, en función de las variaciones temporales de los parámetros implicados en el factor C , EI_i (%) es el porcentaje de la erosividad anual (factor R) para cada periodo temporal i , y SLR_i (*Soil Loss Ratio*, 0 – 1) es el ratio de pérdida de suelo para cada periodo temporal i .

El parámetro SLR_i es el resultado del producto de los siguientes subfactores: PLU (0 – 1) del uso previo del suelo, CC (0 – 1) de la cobertura del dosel, SR (–) de la rugosidad de la superficie del suelo, SC (–) de la cubierta de la superficie del suelo, y SM (0 – 1) del estado de humedad inicial del suelo. El modelo RUSLE ofrece las ecuaciones necesarias para el cálculo de los citados subfactores, excepto para el subfactor SM , ya que considera que la humedad antecedente del suelo es un componente inherente de las parcelas de barbecho frente a las que se calcula el factor C , y sus efectos se reflejan en el factor K de erodibilidad del suelo. Por lo tanto, el modelo RUSLE establece la simplificación de que el valor de SM a lo largo de todo el año es 1.

En aquellas zonas donde las condiciones y propiedades del suelo, así como la gestión del mismo y la cubierta de la vegetación, no presentan cambios a lo largo del año, los parámetros necesarios para el cálculo del factor C permanecen próximos a su valor medio y puede realizarse el cálculo del mismo a partir de los valores promedio de los distintos subfactores incluidos en el cálculo del parámetro SLR_i . Esta situación sucede en la mayor parte de los usos del suelo, salvo en zonas de cultivos, donde existe un calendario de crecimiento, cosecha y aplicación de técnicas de laboreo que afecta a los parámetros incluidos en el factor C .

Subfactor PLU de uso previo del suelo

El subfactor PLU expresa el efecto de los residuos subsuperficiales de los cultivos y de las prácticas de laboreo de los años anteriores en la consolidación del suelo, según la ecuación:

$$PLU = C_f C_b \exp\left[-\left(c_{ur} B_{ur}\right) + \left(c_{us} B_{us} / C_f^{c_{uf}}\right)\right] \quad (3.23)$$

Donde:

C_f representa la consolidación de la superficie del suelo, B_{ur} ($\text{lb acre}^{-1} \text{ in}^{-1}$) es la densidad de las raíces vivas y muertas situadas en la pulgada superior del suelo, B_{us} ($\text{lb acre}^{-1} \text{ in}^{-1}$) es la densidad del residuo superficial incorporado en la pulgada superior del suelo, y C_b , c_{ur} , c_{us} y c_{uf} son coeficientes relativos a la efectividad del residuo subsuperficial en la consolidación del suelo.

El parámetro C_f mide el efecto sobre la erosión del suelo de los cambios producidos en la densidad superficial debido al laboreo. C_f alcanza el valor de 1.0 tras las operaciones de labranza, es decir, en los campos recién cultivados, y disminuye exponencialmente hasta un valor de 0.45, que se alcanza tras siete años sin ninguna actividad de laboreo o de alteración de la superficie del suelo, de tal modo que este parámetro refleja las menores tasas de erosión encontradas en los campos de cultivo y en aquellas áreas que no han sido labradas o labradas bajo laboreo de conservación. Tras numerosas calibraciones y análisis, los autores del modelo RUSLE aconsejan los siguientes valores: $C_b = 0.951$, $c_{ur} = 0.00199 \text{ acre in lb}^{-1}$, $c_{us} = 0.000416 \text{ acre in lb}^{-1}$ y $c_{uf} = 0.5$. No obstante, el manual incluye otra serie de valores para aquellos campos situados en zonas donde los procesos de hielo y deshielo y el agua procedente de la fusión de la nieve representan una parte importante de la pérdida de suelo.

Subfactor CC de cubierta de la vegetación

Mediante el subfactor CC se expresa la reducción de la energía del impacto de las gotas de lluvia sobre el suelo debido al papel protector de la vegetación. El cálculo del mismo está en función de

la fracción de la superficie del terreno cubierta por dosel (F_c , %), y de la distancia de caída de la gota de lluvia desde el dosel al suelo (H , pies), tal y como aparece en la expresión:

$$CC = 1 - F_c \exp(-0.1H) \quad (3.24)$$

Subfactor SR de la rugosidad de la superficie del suelo

La rugosidad del terreno se define como la desviación estándar de la elevación de la superficie del suelo producida por las irregularidades aleatorias del suelo, sin consideración de los cambios debidos a la inclinación de la pendiente y al laboreo de las zonas de cultivo. Estas irregularidades forman depresiones y barreras que atrapan las partículas erosionadas, de tal modo que a mayor rugosidad menor es la capacidad de transporte de la escorrentía, así como su tasa de desagregación de partículas del suelo. La efectividad de la rugosidad del terreno para reducir la erosión del suelo se establece a partir de una condición de base, según la cual, el subfactor SR es igual a 1.0 para cultivos desarrollados sobre superficies suaves, sin rugosidad, y con una exposición total a la lluvia. El subfactor SR se calcula según la siguiente expresión:

$$SR = \exp[-0.66(R_U - 0.24)] \quad (3.25)$$

Donde:

R_U (pulgadas) es la rugosidad de una superficie del suelo característica o del suelo removilizado después de la aplicación de una técnica de laboreo determinada.

Subfactor SC de la cubierta de la superficie del suelo

La intensidad de la erosión hídrica está fuertemente relacionada con la presencia y densidad de los materiales de la cubierta del suelo. En conjunto, existe una relación exponencial negativa entre la cubierta de fragmentos rocosos y la erosión en regueros y entre regueros (Govers et al., 2006). El subfactor SC estima la reducción de la capacidad de transporte de la escorrentía, lo que favorece la acumulación de partículas de suelo, y la reducción del área del suelo que recibe el impacto de las gotas de lluvia, producido por el efecto conjunto de todos los materiales que están en contacto directo con la superficie del suelo, como son las rocas, los residuos de los cultivos, las costras superficiales, y las plantas que viven directamente sobre el suelo. Este parámetro es el más importante en el cálculo del factor C de gestión de las cubiertas del suelo, y la expresión matemática mediante la cual se calcula es la siguiente:

$$SC = \exp \left[-b S_p \left(\frac{0.24}{R_U} \right)^{0.08} \right] \quad (3.26)$$

Donde:

b es el coeficiente empírico de la efectividad de la cubierta del suelo en la reducción de la erosión, y S_p (%) es el porcentaje del área cubierta por los distintos materiales que cubren el suelo. El valor de b oscila entre 0.03 y 0.07 para cultivos en hilera, alcanzando un valor de 0.035 para las zonas de cultivos de cereales (Renard et al., 1997). Simanton et al. (1984) recomiendan un valor de 0.039 para las cubiertas de praderas. En aquellas situaciones en las que la erosión en zonas de regueros es la principal, tal y como sucede en los campos de cultivo en regadío, en las zonas afectadas por fusión de la nieve, o en suelos altamente removilizados, el parámetro b presenta un valor de 0.05 en las zonas de los regueros y de 0.025 en las zonas entre regueros.

Cálculo del SLR_i para las distintas cubiertas de vegetación y usos del suelo

El parámetro SLR_i , así como los subfactores PLU , CC , SR y SC , se han calculado para cada uso y cubierta del suelo. Sólo se han tenido en cuenta variaciones temporales del parámetro SLR_i en los campos de cultivo, mientras que en el resto de cubiertas vegetales y usos del suelo, se ha calculado un valor único, ya que las variaciones temporales de los parámetros incluidos en el factor C son mínimas, debido al carácter perenne o semiperenne del resto de cubiertas vegetales. Los cambios en los parámetros del factor C para los campos de cebada, están en función de las etapas de crecimiento del cultivo, así como de las prácticas de laboreo aplicadas.

Subfactor PLU de uso previo del suelo

En los cultivos de cebada el subfactor PLU presenta un valor de 1.0, a comienzos de septiembre, durante las labores de labranza, y disminuye exponencialmente hasta 0.90 a finales de agosto, con un valor medio de 0.95 (Fig. 3.9.a). En la cubierta de pastos, el valor disminuye desde 1.0 hasta 0.56, valor asociado al arado que tiene lugar cada cinco años, con un valor medio de 0.77. Para el resto de cubiertas vegetales, el parámetro C_f presenta un valor constante de 0.45, tal y como corresponde, según el manual del modelo, a los suelos no modificados por labores de labranza.

El manual RUSLE incluye valores quincenales de densidad de las raíces vivas y muertas (B_{ur}) para las cuatro pulgadas superiores del suelo, en cultivos de cereal de invierno de grano pequeño, con valores que oscilan entre 7.5 (día 15 desde la siembra) y 300 lb acre⁻¹ in⁻¹ (día 240 desde la siembra, y asociado al momento de cosecha). Estos valores son para cereales cultivados en zonas

de régimen pluviométrico de primavera y periodo latente o inactivo durante el invierno, aunque no aplicable a zonas de inviernos muy fríos, situación similar a la de la zona de estudio.

La fecha de cosecha en la zona de estudio se sitúa a mediados de junio, mientras que las primeras labores de arado se llevan a cabo a principios de septiembre y mediante arado de vertedera. Esta última fecha está condicionada por normativa europea de buenas prácticas agrícolas (Real Decreto 2352/2004 – BOE, 2004) que prohíbe el arado de las tierras de cultivo antes del 1 de septiembre. En el cálculo del parámetro B_{ur} para los cuatro meses restantes del año, se ha considerado que desde mediados de junio hasta principios de septiembre la densidad de las raíces es la misma que la propuesta en el manual para finales del ciclo de cultivo, mientras que el valor calculado para el mes de septiembre y hasta mediados de octubre disminuye hasta $205 \text{ lb acre}^{-1} \text{ in}^{-1}$, como consecuencia del arado de los campos. En el cálculo de este último valor se ha considerado un único proceso de labrado antes de la siembra, por el que permanece en la superficie del suelo un 5 % de los residuos y raíces superficiales, enterrando el resto a una profundidad mayor de una pulgada (Fig. 3.9.a). El porcentaje de raíces conservadas en la superficie tras el arado con vertedera corresponde a los datos presentados por (Renard et al., 1997). El parámetro B_{us} , de densidad de las raíces incorporadas en el suelo, corresponde a la diferencia entre la densidad de las raíces antes y después del arado, con un valor promedio anual de $11.9 \text{ lb acre}^{-1} \text{ in}^{-1}$.

De los distintos tipos de pastos propuestos en la base de datos del modelo RUSLE, se ha seleccionado la especie perenne conocida como *Dallisgrass*, de cultivo generalizado en zonas de clima similar al de la zona de estudio. Para esta especie, el manual ofrece un valor único anual de densidad de las raíces (B_{ur}) de $625 \text{ lb acre}^{-1} \text{ in}^{-1}$. Considerando un proceso de arado cada cinco años (comunicación personal del Dr. Machín), se ha calculado un valor promedio de densidad de las raíces de $559 \text{ lb acre}^{-1} \text{ in}^{-1}$, mientras que la densidad promedio anual del residuo incorporado es de $1.1 \text{ lb acre}^{-1} \text{ in}^{-1}$. El valor de densidad radicular del pasto conocido como *Smooth Brome grass*, se ha asociado a la cubierta de vegetación de ribera, al tratarse de una planta perenne, y cuyo desarrollo vertical y radicular es parecido al de las plantas observadas en los alrededores de los lagos de la zona de estudio. La densidad asignada es de $1125 \text{ lb acre}^{-1} \text{ in}^{-1}$.

El parámetro B_{ur} para las restantes cubiertas vegetales se ha calculado a partir de los datos publicados por Jackson et al. (1996) sobre densidad radicular en ejemplares adultos de especies forestales de clima templado. Estos autores calcularon la densidad radicular en los primeros 30 cm del suelo para arbustos, coníferas y árboles de hoja caduca con valores de densidad de 3569, 3271 y 3123 $\text{lb acre}^{-1} \text{ in}^{-1}$, respectivamente. Estos valores se han modificado según el porcentaje de cubierta de la vegetación, con el fin de incluir las diferencias de cobertura de los distintos

tipos de cubiertas. Por otro lado, se ha asignado al parámetro B_{us} el valor de 0 para todas las cubiertas vegetales, salvo en los cultivos y pastos, debido a la ausencia de prácticas de laboreo o de cualquier otro tipo de manejo del suelo que produzca el enterramiento de los residuos superficiales en horizontes subsuperficiales. Se ha asignado un valor de 1.0 al subfactor PLU en las áreas urbanas, de caminos, de suelo desnudo y canchales, debido a la ausencia de vegetación en estos usos del suelo.

A partir de los valores quincenales del subfactor del uso previo del suelo, para cultivos de cebada, se ha obtenido un valor promedio anual de 0.67, que es el valor más alto de este subfactor en zonas con cubierta vegetal. El valor promedio calculado para la cubierta de pastos ha sido de 0.22. A partir de estos valores y de los obtenidos para las restantes cubiertas de vegetación, se ha realizado el mapa del subfactor PLU para la zona de estudio (Fig. 3.9.c), cuyo valor promedio es de 0.24 y mínimo de 0.0009 y asociado a la cubierta de chopos. Las cubiertas de arbustos densos, pinos y bosque mediterráneo denso, campos abandonados antiguos y quejigos, también presentan valores muy bajos, de 0.001, 0.002 y 0.003, respectivamente.

Subfactor CC de cubierta de la vegetación

Los valores de la distancia de caída de las gotas de lluvia (H) y del porcentaje del suelo cubierto por el dosel (F_c) corresponden a los valores recogidos en la Tabla 2.7 para cada tipo de vegetación. En el caso de los cultivos de cebada existe una fuerte variabilidad de los valores de F_c y H a lo largo del año (Fig. 3.9.b), mientras que en el resto de las cubiertas vegetales estos parámetros se mantienen constantes. Por otro lado, la variabilidad mensual de la interceptación de la lluvia por la vegetación y por los residuos vegetales (RI ; 0 – 1) condiciona el volumen efectivo del agua que alcanza el suelo. Siguiendo la propuesta de Morgan (2001) se ha incluido el factor RI en el cálculo del subfactor de cubierta de la vegetación, con el fin de mejorar las predicciones del papel protector de la vegetación frente a la erosión. Los valores de RI utilizados para cada tipo de cubierta vegetal son los que aparecen en la Tabla 2.7.

Tras aplicar la Eq. (3.24) y las correcciones por el parámetro RI se obtuvo el mapa del factor CC (Fig. 3.9.d), sobre el que se aplicó una máscara asociada a los usos del suelo sin ningún tipo de cubierta vegetal (urbano – edificios, asfalto y cemento, caminos de tierra, suelo desnudo y canchales) en los que se ha asignado al subfactor CC un valor de 1.0. El valor medio del mapa del subfactor CC es de 0.75. Las superficies vegetales que ejercen una menor protección son las de chopos ($CC = 0.999$), frutales ($CC = 0.99$) y quejigos ($CC = 0.985$), mientras que las cubiertas que ejercen una mayor protección son los pastos ($CC = 0.01$) y los arbustos densos ($CC = 0.419$).

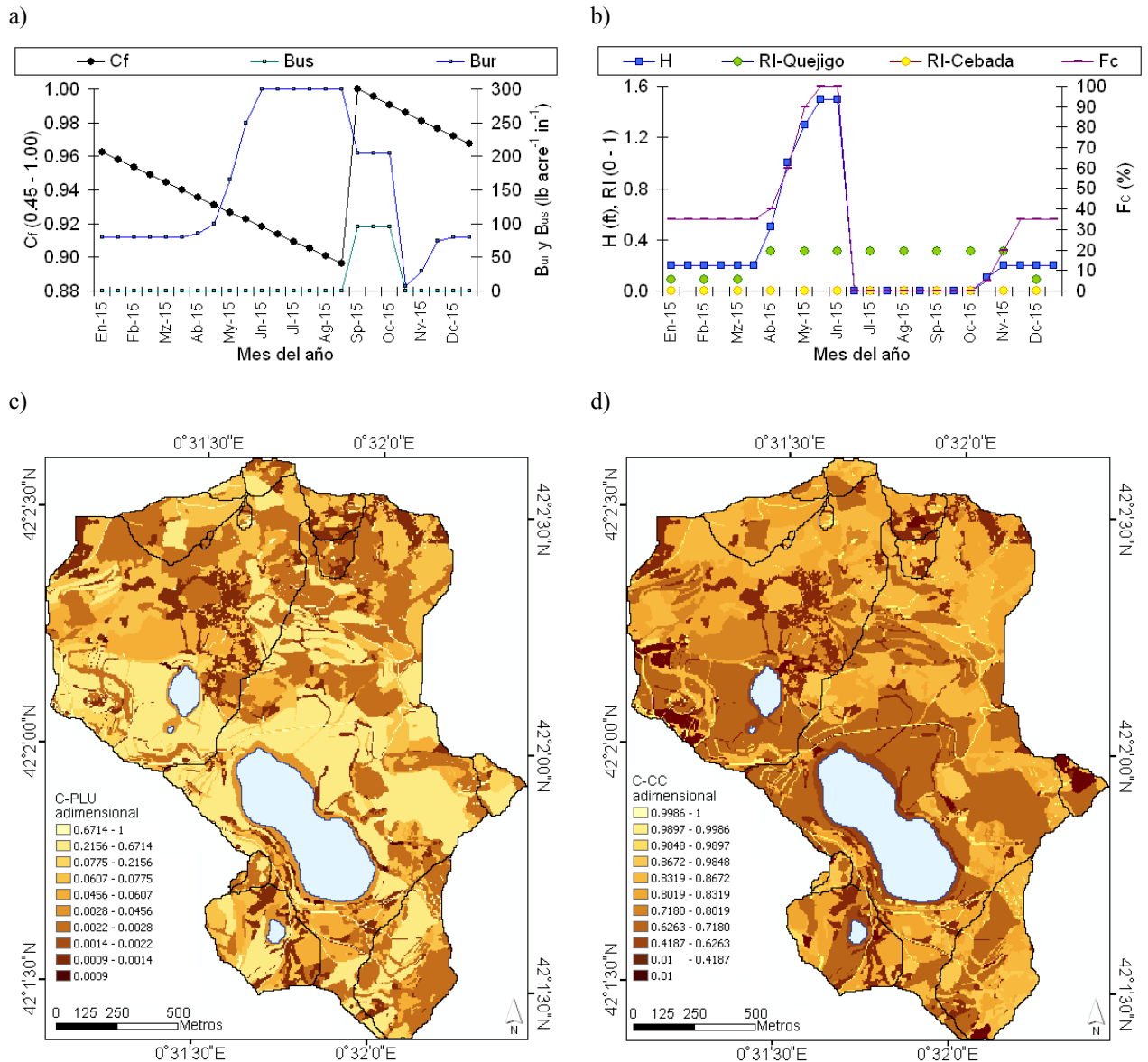


Fig. 3.9 Valores quincenales de los parámetros C_f , B_{ur} , y B_{us} (a; elaborado a partir de Renard et al., 1997). Valores quincenales de F_c y H para un cereal de invierno de grano duro. Mapas del parámetro PLU (c) y CC (d).

Subfactor SR de la rugosidad de la superficie del suelo

Según el manual RUSLE, el parámetro R_U en un área no cultivada, con una superficie plana y bien expuesta a la lluvia, es de 0.24 pulgadas, mientras que los suelos asociados a pastos y arbustos presentan valores de 0.25 y 0.8 pulgadas, respectivamente. El valor asignado a los suelos desnudos es de 0.7 pulgadas. En este manual también se incluye un amplio conjunto de valores de rugosidad para las diferentes técnicas de arado de más amplio uso, como son el arado con vertedera ($R_U = 1.9$ pulgadas) y con subsolador ($R_U = 0.7$ pulgadas). En los campos de cultivo de la Cuenca de Estaña se ha asignado el valor de rugosidad del arado de vertedera para el mes de septiembre y la primera mitad de octubre, y el de subsolador para el resto del año. Esta diferenciación responde a la práctica de allanamiento de la superficie de cultivo tras las labores

de siembra, realizadas en la segunda mitad de octubre. En el resto de cubiertas vegetales, salvo arbustos, pastos y suelo desnudo, que presentan sus propios valores, el valor de R_U asignado ha sido de 0.24 pulgadas, que corresponde a la rugosidad de superficies poco rugosas. Dentro de los suelos desnudos se ha excluido la cubierta de caminos de tierra, ya que el tránsito de vehículos produce una compactación del suelo y una disminución de la rugosidad del mismo (Evans y Loch, 1996). A partir de estos valores, y tras aplicar la Eq. (3.25), se ha calculado el valor del subfactor de rugosidad para cada cubierta de vegetación.

El mapa del subfactor SR de rugosidad de la superficie del suelo (Fig. 3.10.a) identifica cinco clases de rugosidad, con un valor medio de 0.93, y un valor mínimo de 0.69 asociado a las cubiertas de arbustos, mientras que las cubiertas de suelo desnudo, cultivos de cebada y pastos presentan valores de 0.74, 0.92 y 0.99, respectivamente. En el resto de cubiertas vegetales se ha calculado un valor de 1.0, lo que equivale a una reducción nula de la pérdida de suelo debida al subfactor SR .

Subfactor SC de la cubierta de la superficie del suelo

El porcentaje de suelo cubierto se ha obtenido a partir del mapa de pedregosidad superficial (Fig. 2.16.a), al que se le ha añadido un 5 % de cubierta del suelo en las zonas de cultivo correspondiente al residuo que permanece en el suelo tras la cosecha (Renard et al., 1997). El valor de rugosidad de los campos de cultivo utilizado en el cálculo del subfactor SC corresponde al valor promedio (0.85 pulgadas), mientras que en el resto de cubiertas vegetales se han utilizado los mismos valores que en el cálculo del subfactor SR . A partir de estos valores y de los propuestos para el parámetro b de efectividad de la cubierta del suelo para las distintas cubiertas de vegetación, y siguiendo la Eq. (3.26) se ha calculado el subfactor SC . El mapa del subfactor SC (Fig. 3.10.b) presenta un valor medio de 0.47 para el conjunto de la zona de estudio y de 0.42 para los campos de cultivo, mientras que el valor mínimo de 0.12 aparece asociado a zonas con una elevada pedregosidad, sobre cultivos o zonas forestales.

Resultados del parámetro SLR_i y del factor C

En los cultivos de cebada el valor más alto de SLR_i se obtuvo para el periodo noviembre – abril, con un valor de 0.23, que es bastante más elevado que el obtenido para el resto del año, con un valor de 0.12. Estos valores están controlados por el calendario de prácticas agrícolas y por la fenología del cultivo, y coinciden con los resultados obtenidos por Renschler et al. (1999) en campos de cultivo en el sur de España, mostrando fuertes variaciones mensuales en los valores de los parámetros EI_{30-i} y SLR_i , tal y como sucede en la Cuenca de Estaña. Los valores

quincenales de SLR_i del cultivo de cebada se ponderaron según la Eq. (3.21) por el porcentaje correspondiente de la erosividad anual, EI_{30-i} , obteniendo un valor medio del factor C de 0.18 y un rango de valores que oscilan entre 0.05 y 0.37 para esta cubierta vegetal.

En el resto de cubiertas vegetales, el valor único de SLR_i se hizo corresponder con el valor del factor C . El mapa resultante del factor C para el conjunto de la zona de estudio (Fig. 3.11), presenta un valor medio de 0.072, que es menos de la mitad del valor medio calculado para los cultivos de cebada. Las cubiertas de arbusto denso, chopo y pastos presentan el mayor grado de protección frente a la pérdida de suelo con un valor del factor C de 0.0002, 0.0005 y 0.0008, respectivamente. El resto de las cubiertas vegetales presentan valores intermedios y parecidos entre sí, mientras que los caminos de tierra y los suelos desnudos presentan la menor protección frente a la erosión, con valores del factor C de 0.5 y 0.4, respectivamente.

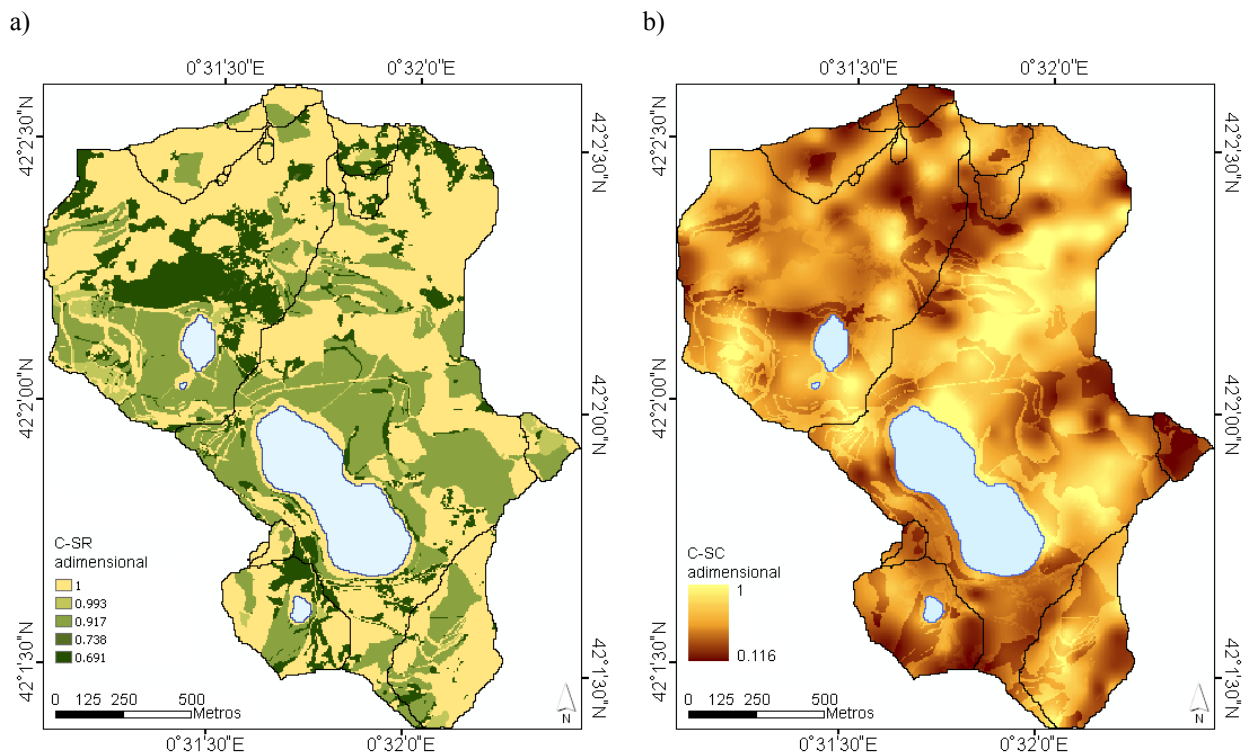


Fig. 3.10 Mapa del subfactor SR de rugosidad del suelo (a) y del subfactor SC de la cubierta del suelo (b).

Discusión

Si bien la RUSLE incluye una extensa base de datos referente a la densidad radicular, altura, cubierta del suelo y producción para cultivos de cereal y pastos a lo largo de sus etapas de crecimiento, ha sido necesaria una exhaustiva búsqueda bibliográfica para obtener estos parámetros para el resto de cubiertas arbóreas y arbustivas. El agrosistema mediterráneo de la zona de estudio se caracteriza por una diversidad relativamente alta de especies vegetales, y

sobre todo por una heterogeneidad en la extensión de las distintas especies, aún a pequeña escala espacial. En futuras investigaciones se plantea la necesidad de incluir la medida directa de estos parámetros para las diferentes especies, o al menos, para las principales cubiertas vegetales.

Los valores reducidos del subfactor del uso previo del suelo – máxima protección del suelo – calculados para las cubiertas de chopos, arbustos densos, pinos, bosque mediterráneo denso, campos abandonados antiguos y quejigo, se explican por la elevada densidad radicular de estas especies, así como por el alto grado de cobertura del suelo de estas cubiertas, que forman masas arbóreas y arbustivas muy compactas. La reducida protección del dosel de las cubiertas de chopos, árboles frutales y quejigos se debe al elevado porte de los chopos y de los quejigos, lo que favorece la concentración del agua de lluvia y la formación de grandes gotas de agua, que alcanzan una elevada velocidad terminal en el momento de su impacto contra el suelo. En el caso de los frutales, la baja tasa de protección se debe a la dispersión espacial de los árboles. Por otro lado, el elevado porcentaje de suelo cubierto por los pastos, explica el máximo valor de protección que se ha obtenido para esta cubierta.

Dada la sencillez del mapa del subfactor *SR* la aplicación de otras técnicas para el cálculo más preciso de la rugosidad del suelo resulta conveniente. Entre estas técnicas destaca la medida de la rugosidad mediante fotografías. El mapa del subfactor *SC* (Fig. 3.10.b) muestra el decisivo papel que juegan los residuos vegetales en la protección del suelo, dando lugar al menor valor medio calculado para esta cubierta del suelo, respecto del resto de la zona de estudio.

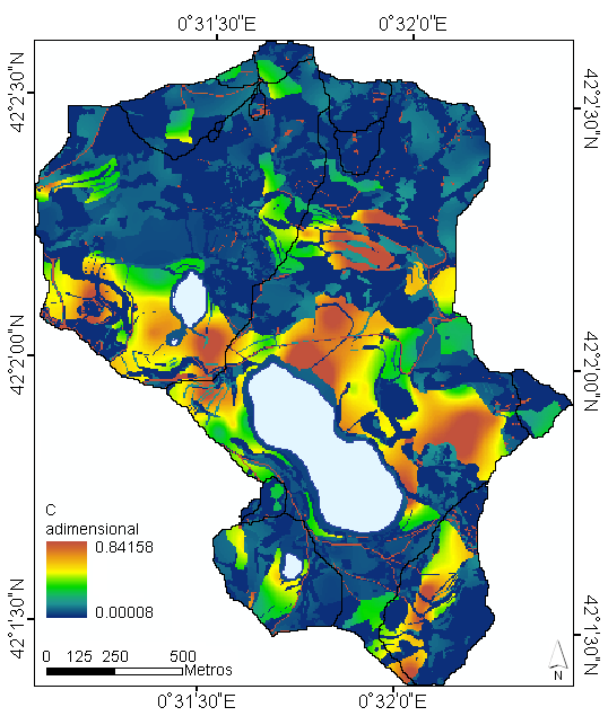


Fig. 3.11 Mapa del factor *C* de gestión del suelo y de las cubiertas en la Cuenca de Estaña.

Los valores del factor C calculado para los cultivos de cebada corresponden a un nivel de protección del suelo superior a los valores obtenidos por Renschler et al. (1999) para rotaciones de trigo en Málaga, con valores promedio anuales mínimo y máximo de 0.329 y 0.398 para las rotaciones de trigo – girasol – trigo – trigo, y trigo – garbanzos, respectivamente; así como a los valores obtenidos por Hammad et al. (2004), en cultivos de trigo y cebada en Palestina, con valores del factor C entre 0.33 y 0.39 para campos aterrizados y no aterrizados, respectivamente. Estos últimos autores estimaron en un factor de 1.5 la infraestimación del factor C calculado mediante la ecuación RUSLE, frente a las medidas directas de campo, debido a que las variaciones estacionales de los parámetros considerados en el modelo no se ajustan a las variaciones incluidas en el manual RUSLE. Estos autores proponen una ecuación para corregir el factor C en función de la humedad del suelo expresada a través de la tensión medida en el campo. Al margen de estas consideraciones, los bajos valores del factor C en la Cuenca de Estaña para las cubiertas forestales y arbustivas, se debe a la base de datos utilizada para el cálculo del subfactor PLU de uso previo del suelo, para el que se han obtenido, a su vez, valores muy bajos.

Por otro lado, la no consideración del subfactor SM de la humedad antecedente del suelo en el cálculo del factor C , tal y como se indica en el manual del modelo RUSLE, apunta que en determinados ambientes, como el de la zona de estudio, se puede estar asumiendo un error significativo, ya que el contenido de humedad del suelo presenta un fuerte componente estacional. Por lo tanto, resulta adecuado plantear en una investigación futura la inclusión de un parámetro que permita reflejar estas variaciones acorde a las observaciones de campo, así como incluir estos datos en el parámetro p de permeabilidad del suelo del factor K de erodibilidad, ya que las variaciones en el estado de humedad del suelo afectan a la velocidad de infiltración y por lo tanto a la escorrentía superficial.

3.1.6 Factor de las medidas de conservación del suelo (P)

El factor P de las medidas de conservación del suelo se define como el ratio de pérdida de suelo asociado a un conjunto de medidas de conservación frente a la pérdida de suelo bajo un sistema de laboreo de surcos rectos y alineados pendiente abajo. En la ecuación RUSLE, el factor P se calcula a partir del producto de cinco subfactores diferentes, característicos cada uno de una medida de conservación. Estos subfactores son el de conservación del suelo por los surcos y crestas paralelos a las curvas de nivel formados tras las labores de labranza (P_b); el de conservación del suelo por los ribazos, franjas de vegetación entre cultivos o cultivos en hilera a modo de alternancia entre campos cultivados y campos no cultivados (P_s); el de conservación

del suelo en cultivos aterrazados (P_y); el de conservación del suelo a través del drenaje subsuperficial de los excedentes de riego (P_{sd}); y el de conservación del suelo asociado a los pastizales o praderas de gran extensión (P_r). Con frecuencia, coexisten en un mismo campo de cultivo diferentes medidas de conservación. Así, el desarrollo de surcos y crestas paralelas a las curvas de nivel suele ir acompañado de la existencia de ribazos e incluso en algunos casos, ambas situaciones tienen lugar en campos aterrazados. La ecuación del modelo RUSLE que agrupa estas medidas de conservación es la siguiente:

$$P = P_b P_S P_t P_{sd} P_r \quad (3.27)$$

El subfactor P_r de conservación del suelo en praderas, incluye el desarrollo de trincheras, el labrado o movilización del terreno por parte de las raíces, el desarrollo de surcos paralelos a las curvas de nivel, y el uso de rastras, rulos o tabladeras para rellenar las depresiones y los surcos. En el agrosistema de la zona de estudio no se han identificado infraestructuras de drenaje subsuperficial ni tampoco existen grandes praderas o pastizales, por lo que el valor asignado a los subfactores P_{sd} y P_r ha sido de 1.0.

Cálculo del subfactor P_b

Sobre superficies relativamente planas, el patrón del flujo superficial está determinado por la microtopografía natural aleatoria. Las labores de arado realizadas paralelas a las curvas de nivel del terreno, forman surcos donde la rugosidad aparece orientada de tal modo que dirige total o parcialmente la escorrentía, modificando, por lo tanto, su patrón del flujo (Fig. 3.12.a y b). En aquellos casos en los que se forman crestas altas, la escorrentía queda confinada dentro de los surcos, y su patrón queda determinado por las marcas del laboreo, haciendo que la escorrentía zigzaguee por la ladera. En estos casos se produce una reducción significativa en el volumen de escorrentía a lo largo de un curso, disminuyendo la desagregación por escorrentía y su capacidad de transporte en comparación con un flujo directo pendiente abajo.

La efectividad de esta medida de conservación está en función de la magnitud de la escorrentía y de la pendiente de la ladera, ya que son estos dos parámetros los que caracterizan el esfuerzo de cizalla que soporta el suelo situado en la cresta de los surcos. La magnitud de la escorrentía, a su vez, está en función de la cantidad e intensidad máxima de la precipitación, y de la tasa de infiltración del suelo. Estas condiciones de contorno se traducen en una menor efectividad del control de la escorrentía para valores altos de erosividad de la lluvia (mínima efectividad para la tormenta de erosividad máxima con un periodo de retorno de diez años) y baja tasa de

infiltración; y una mayor efectividad para valores bajos de erosividad (máxima efectividad para la tormenta de erosividad mínima con un periodo de retorno de 10 años) y altas tasas de infiltración.

Tras analizar los resultados en estudios en parcelas, pequeñas cuencas y ecuaciones teóricas derivadas de tasas de erosión, Renard et al. (1997), representaron los valores obtenidos en cinco curvas de efectividad del subfactor P_b , frente a la pendiente de la ladera, para cada intervalo de altura de los surcos. Los rangos de altura establecidos para cada intervalo son: de 1.3 a 5.1 cm (0.5-2 pulgadas), de 5.1 a 7.6 cm (2-3 pulgadas), de 7.6 a 10.2 cm (3-4 pulgadas), de 10.2 a 11.7 cm (4-6 pulgadas), y mayor de 11.7 cm (>6 pulgadas); y las ecuaciones son las siguientes:

$$P_b = a(s_m - s_c)^b + P_{mb} \quad \text{Cuando } s_c < s_m \quad (3.28)$$

$$P_b = c(s_c - s_m)^d + P_{mb} \quad \text{Cuando } s_c \geq s_m \quad (3.29)$$

$$P_b = 1.0 \quad \text{Cuando } s_c \geq s_e \quad (3.30)$$

Donde:

s_m es el seno de la pendiente (en radianes) en la que el control de la erosión es máximo, s_c es el seno de la pendiente (en radianes) característica para obtener un valor de P_b determinado, s_e es el seno de la pendiente (en radianes) por encima de la cual la medida de corrección es inefectiva, y P_{mb} es el valor mínimo del subfactor P_b para una determinada altura de la cresta.

Los valores de los coeficientes a , b , c y d y de los parámetros s_m , s_e y P_{mb} son característicos para cada intervalo de altura, y se incluyen en el manual del modelo RUSLE. No obstante, los coeficientes a y c se han calculado para la zona de estudio a partir de las siguientes expresiones:

$$a = \frac{1 - P_{mb}}{s_m^b} \quad (3.31)$$

$$c = \frac{1 - P_{mb}}{(s_e - s_m)^d} \quad (3.32)$$

En la zona de estudio, las labores de labranza en los campos de cultivo se llevan a cabo con un arado de vertedera, produciendo crestas de una altura comprendida entre los 30 y los 35 cm, por lo que las crestas generadas corresponden al intervalo de mayor altura establecido en el modelo. Los valores de los coeficientes y parámetros correspondientes a este intervalo son: $b = 4$, $d = 1.5$, $s_m = 0.08$ (4.6 °), $s_e = 0.34$ (19.8 °), y $P_{mb} = 0.1$. Los valores de los coeficientes a y c , calculados a partir de las Eqs. (3.31) y (3.32) son los siguientes: $a = 22254.8$ y $c = 6.83$. El cálculo del

subfactor P_b se ha realizado a partir del mapa de pendiente de la zona de estudio (Fig. 2.6.a) y aplicado las Eqs. (3.28), (3.29) y (3.30) sobre el área de los campos de cultivo.

Cálculo del subfactor P_s

Esta medida de conservación mide la efectividad de los ribazos, y de las franjas de vegetación paralelas a las curvas de nivel y situadas entre campos de cultivo, para reducir la capacidad de transporte de la escorrentía, y en consecuencia la carga de partículas de suelo que arrastra, creando áreas de acumulación de suelo dentro de estas cubiertas de vegetación. Este subfactor incluye la acción de los ribazos ubicados dentro de los campos de cultivo, separando áreas situadas a diferente cota, así como de las amplias franjas de vegetación que separan diferentes campos a lo largo de la ladera. Estas cubiertas suelen estar formadas por vegetación herbácea y arbustos de pequeño porte, caracterizados por una gran resistencia hidráulica al flujo de la escorrentía. Morschel et al. (2004) pusieron de manifiesto la efectividad de esta medida de conservación del suelo en el suroeste de Francia, tras valorar la idoneidad mediante la ecuación RUSLE, de franjas de vegetación combinadas con filas de setos a lo largo de una ladera al mitigar en un 32 % el sedimento que alcanza y cubre los márgenes de la carretera. Además, estas prácticas de conservación del suelo suponen un beneficio económico al comparar el coste de su implantación frente al coste de la limpieza de las carreteras como consecuencia de las elevadas tasas de erosión que tienen lugar en los taludes y laderas.

Las franjas de vegetación ribereñas situadas a lo largo de los márgenes de los canales de riego y acequias actúan tanto de medida de conservación del suelo como de trampa de sedimento, reduciendo el aporte neto de sedimento a los humedales, lagos, y cauces de agua en los que desembocan estas infraestructuras (Verstraeten et al., 2006). En todos los casos, la efectividad de las franjas está en función de su grado de paralelismo con las curvas de nivel. En aquellas situaciones en las que los campos de cultivo son muy extensos, esta medida de conservación no afecta a toda la ladera sobre la que se asienta el cultivo, sino a la parte más próxima al ribazo, formando pequeñas terrazas en las que se acumula el sedimento retenido. El cálculo del subfactor se lleva a cabo a través de las siguientes ecuaciones:

$$P_s = \frac{g_p - B}{g_p} \quad (3.33)$$

$$g_p = \sum_{i=1}^n D_i \quad (3.34)$$

$$B = \sum_{i=1}^n M_i (1 - x_{i-1}^{1.5}) \quad (3.35)$$

Donde:

g_p ($\text{Mg cm}^{-1} \text{ año}^{-1}$) es la carga potencial de sedimentos que arrastra la escorrentía para el número n de campos de cultivo situados a lo largo de la ladera, B ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) es la cantidad de sedimento acumulado en el ribazo o franja de vegetación paralela a la curva de nivel, que beneficia al mantenimiento del recurso edáfico a largo plazo, D_i ($\text{masa superficie}^{-1} \text{ tiempo}^{-1}$) es la erosión neta que tiene lugar en un campo de cultivo i a lo largo de la ladera, M_i ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) es la cantidad de sedimento acumulado en un ribazo i a lo largo de la ladera, y x_i (–) es la distancia relativa desde la cabecera del campo de cultivo hasta el punto de menor cota del ribazo i calculado como el cociente entre la distancia total y la longitud de la pendiente.

En aquellos casos en los que los ribazos no consiguen retener nada de la carga de sedimento que arrastra la escorrentía, el valor del subfactor P_S es igual a 1.0. Los valores correspondientes a la tasa de erosión neta de un campo de cultivo, parámetro D_i , y de la cantidad de sedimento acumulado en un ribazo, parámetro M_i , se obtienen a partir de las siguientes expresiones:

$$D_i = \xi_i (x_i - x_{i-1}) \quad (3.36)$$

$$M_i = g_i - g_{i-1} + D_i \quad (3.37)$$

Donde:

ξ_i es un factor de erosión que depende de la densidad de la vegetación cultivada y de la rugosidad del suelo, y g_i es la carga de sedimento de la escorrentía al final del ribazo, si la acumulación de sedimento es nula. Finalmente, el modelo RUSLE permite estimar la tasa de transporte de sedimento (P_y) en función de la carga de sedimento recogido al final del ribazo (g_λ), según la expresión:

$$P_y = \frac{g_\lambda}{g_p} \quad (3.38)$$

La efectividad de los ribazos se debe, principalmente, a la acumulación de suelo inducida por la densa vegetación y/o alta rugosidad del suelo características de la parte superior de los mismos. Mientras que los ribazos situados en la cabecera o en la parte baja de la ladera, y las franjas de vegetación de reducido espesor, contribuyen en menor grado a la preservación del suelo.

Debido a la dificultad para calcular la carga de sedimento que lleva la escorrentía a la entrada y salida de los numerosos ribazos localizados en la zona de estudio, se han adoptado los valores propuestos en el manual RUSLE para los ribazos que cubren el 50 % de la ladera ($P_s = 0.51$), el de la vegetación arbustiva situada en áreas intermedias de la pendiente ($P_s = 0.71$), y el de los ribazos de vegetación herbácea que cubren un 10 % de la ladera ($P_s = 0.91$). El primero de los casos afecta a dos pequeños campos de cultivo (0.02 % del área de estudio) situados cerca de la divisoria sur de la Cuenca del Estanque de Arriba, mientras que los ribazos situados en zonas intermedias de la pendiente afectan a los cultivos situados en las distintas laderas de la zona de estudio (10.1 % del área total). Por último, los campos situados alrededor de los tres lagos, así como unas tablas situadas en las proximidades del pueblo de Estaña (9.7 % del área total) se caracterizan por ribazos de vegetación que cubren un 10 % de la ladera.

Cálculo del subfactor P_t

Las terrazas disminuyen la erosión producida en los regueros así como la erosión asociada al flujo laminar de la escorrentía, al dividir la ladera en pequeñas longitudes de pendiente de baja inclinación (Fig. 3.12.c). Además, la acumulación de partículas de suelo en las terrazas da lugar a suelos más profundos. El subfactor P_t se calcula como una función que depende de la distancia o espaciado entre dos terrazas, hasta una distancia máxima de 91.4 metros (300 ft) establecida en el modelo, a partir de la cual se considera que el beneficio producido por esta medida de conservación del suelo es despreciable. Las ecuaciones del subfactor P_t son las siguientes:

$$P_y = 0.1 e^{2.4s} \quad \text{Si } s < 0.9\% \quad (3.39)$$

$$P_y = 1.0 \quad \text{Si } s \geq 0.9\% \quad (3.40)$$

$$P_t = 1 - B(1 - P_y) \quad (3.41)$$

Donde:

s (%) es la pendiente de la ladera, y B ($\text{Mg acre}^{-1} \text{ año}^{-1}$) es la cantidad de sedimento acumulado en una terraza, considerado como un beneficio para el mantenimiento a largo plazo del suelo. El valor de este parámetro está en función de la longitud horizontal de cada terraza.

Al igual que ocurre con el cálculo del sedimento acumulado en los ribazos, el parámetro B para las terrazas no se ha medido en la zona de estudio, de tal modo que los valores del subfactor P_t asignados a cada terraza corresponden a los valores propuestos en el manual RUSLE (Tabla 3.5), sobre los píxeles de los cultivos aterrazados que cumplen con las condiciones de la Eq. (3.40).

Tabla 3.5 Valores del subfactor P_t para distintas longitudes de terraza, en ausencia de drenaje subsuperficial.

Distancia horizontal de la terraza (m)	Subfactor P_t
< 33.53	0.5
42.67	0.6
54.86	0.7
66.58	0.8
91.44	0.9
> 91.44	1.0



Fig. 3.12 Regueros perpendiculares (a) y paralelos (b) a las curvas nivel, y cultivos en terraza (c).

Resultados

El mapa del subfactor P_b de conservación del suelo por los surcos paralelos a las curvas de nivel (Fig. 3.13.a) presenta un valor medio de 0.87 para el total de campos de cultivo. Sin embargo, esta medida de conservación no afecta a la totalidad de los cultivos, debido al factor limitante de la pendiente. Así, en el 2.4 % del área de los cultivos, esta medida de conservación es inefectiva ($P_b = 1.0$). El mapa calculado del subfactor P_s (Fig. 3.13.b) tiene un valor medio de 0.81 para el conjunto de los campos de cultivo en los que es efectiva esta medida de conservación.

Del total de 32 tablas o campos aterrazados que se han identificado en la zona de estudio, tan sólo aparecen tres píxeles con un valor de inclinación de la pendiente menor de 0.9 %, situados en dos campos de cultivo. Sobre estos tres píxeles se ha calculado el valor del subfactor P_t , obteniendo valores de 0.55, 0.69 y 0.8, de tal modo que el valor medio del subfactor para los campos situados en terrazas es de 0.9994 (Fig. 3.13.c). El mapa del factor P , obtenido tras multiplicar los mapas de los tres subfactores, tiene un valor medio y mínimo de 0.76 y 0.6, respectivamente, para el conjunto de campos de cultivo afectados por las tres medidas de conservación que tienen lugar en la zona de estudio (Fig. 3.13.d). Los campos situados en las laderas y afectados por las franjas de vegetación presentan los valores más bajos del factor P , lo que implica un mayor efecto protector frente a la erosión, a pesar de que son los campos situados en las zonas de mayor pendiente, y por lo tanto, con los valores más altos del subfactor P_b .

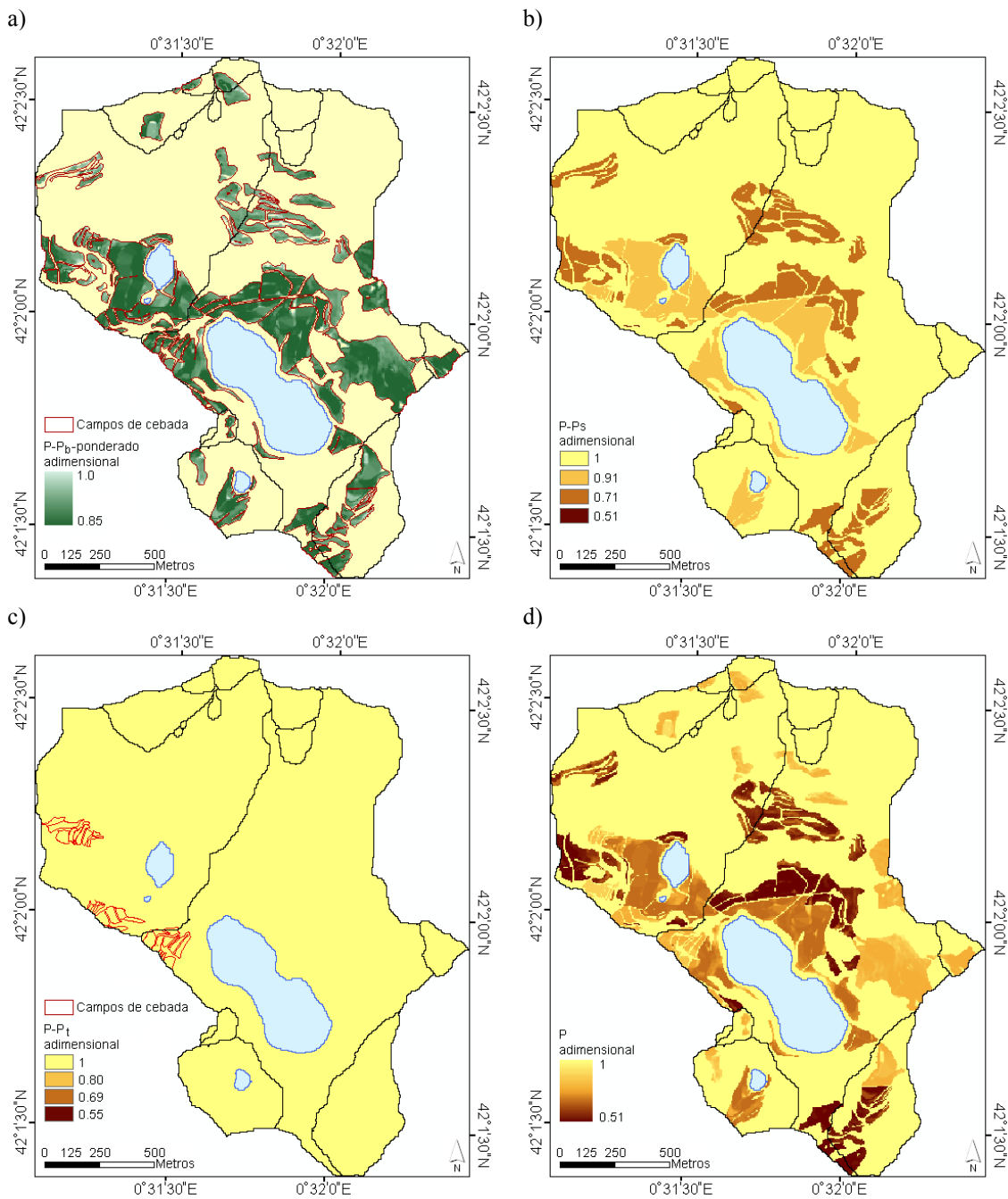


Fig. 3.13 Mapa de los subfactores P_b en campos de cebada (a), P_s (b), y P_t (c), y del factor P (d).

Discusión

El subfactor de conservación del suelo debido a los surcos paralelos a la pendiente se muestra como una medida efectiva en zonas de baja y moderada pendiente, mientras que el subfactor de conservación del suelo por los ribazos y franjas de vegetación se muestra más efectivo en las zonas de pendiente media que en las de pendiente baja debido al tipo de vegetación que se desarrolla en las diferentes partes de la ladera. Además, la protección del suelo por las franjas de vegetación es más efectiva que la derivada de los surcos paralelos a las curvas de nivel. Estos resultados contrastan con los obtenidos por Poudel et al. (1999) en diversos cultivos sobre

laderas con 42 % de pendiente. Estos autores encontraron que las prácticas de arado paralelo a la pendiente reducen la erosión en un 42.1 % frente a una reducción del 33.1 y 30.5 % debido a franjas de vegetación y setos de gran altura, respectivamente. Estas diferencias se explican por las diferencias de experimentación existentes entre las distintas zonas de estudio. La precisa estimación de la conservación del suelo por estas prácticas deberá ser calculada en posteriores investigaciones a partir de la medida de acumulación de sedimento en los surcos y ribazos distribuidos a largo de la zona de estudio.

Las estrictas condiciones de horizontalidad necesarias para la efectividad de la medida de conservación del suelo a través de las terrazas, explica el reducido impacto del subfactor P_t en la conservación del suelo en la zona de estudio. No obstante, la recuperación de las terrazas degradadas, así como la construcción de nuevas terrazas o bancales, podrían resultar de gran interés a la hora de frenar la erosión en los cultivos en laderas, lo que a su vez redundaría en una mejora de la fertilidad y productividad de los cultivos, tal y como demostraron Vancampenhout et al. (2006) en estudios de campo realizados en las tierras altas de la región de Tigray, Etiopía, en una zona húmeda bajo fuerte presión antrópica desde hace miles de años.

3.1.7 Pérdida de suelo anual: Resultados y Discusión

Pérdida de suelo potencial y real

El producto de los factores de erosividad de la lluvia y de la escorrentía, de erodibilidad del suelo, y topográfico, permite obtener el mapa de pérdida de suelo potencial, o máxima pérdida de suelo posible (Fig. 3.14.a). Este mapa refleja la pérdida de suelo teórica que tendría lugar ante la ausencia de cualquier tipo de cubierta vegetal, así como de las medidas de conservación del suelo. Los valores medio y total de pérdida de suelo potencial en la Cuenca de Estaña es de $54.1 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ y $4\,935\,355 \text{ Mg año}^{-1}$, respectivamente.

Estos valores son significativamente inferiores a la tasa promedio obtenida por Onori et al. (2006) en la cuenca Comunelli (84 Km^2 , Sicilia, Italia) con un valor de erosión potencial de $95.1 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, aunque el valor máximo de pérdida potencial calculado por estos autores en $1059.6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, es inferior al obtenido en la Cuenca de Estaña. El elevado valor promedio de erosión potencial obtenido en la zona de estudio se sitúa por encima de las $40 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, considerados como el límite máximo de erosión a partir del cual la degradación del suelo es irreversible. El mapa de pérdida de suelo anual calculado mediante los seis factores del modelo RUSLE (Eq. (3.1)) presenta un valor medio de $2.3 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, con una pérdida total de suelo de $210\,471 \text{ Mg año}^{-1}$ (Fig. 3.14.b).

El valor promedio de erosión potencial en la Cuenca de Estaña es muy similar a la tasa de erosión media calculada por Sadiki et al. (2004) en el Rif oriental de Marruecos ($55.35 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) con la ecuación USLE, en una zona con fuerte deforestación y donde se registran episodios tormentosos de alta erosividad. El resultado de estos autores muestra el alto nivel de degradación al que puede llegar un agroecosistema mediterráneo bajo sobre-explotación.

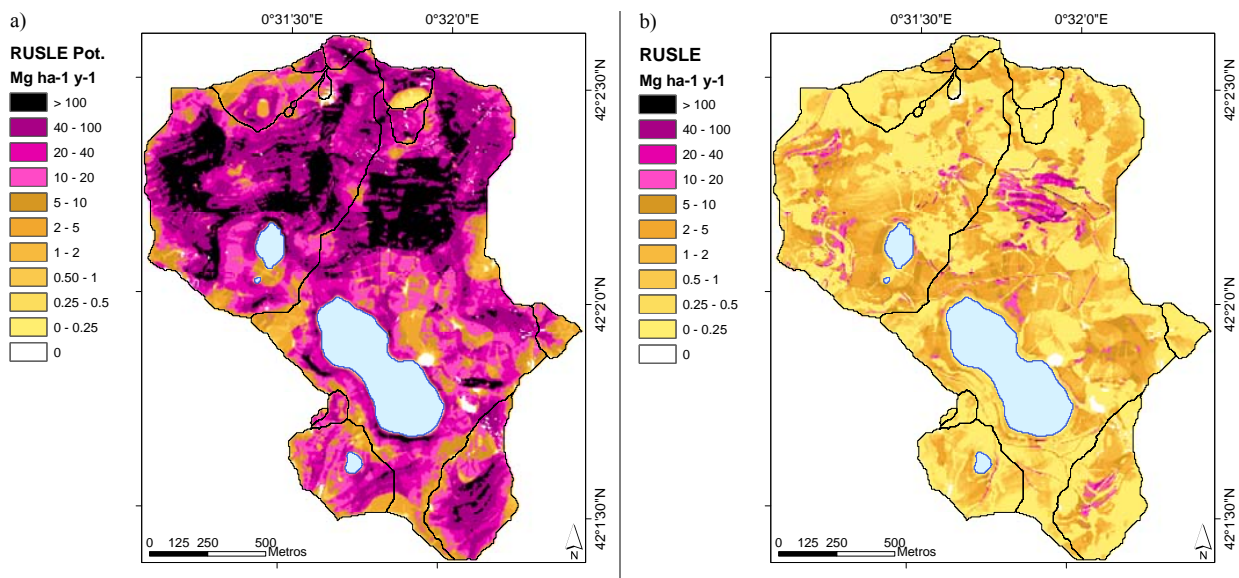


Fig. 3.14 Mapas de pérdida potencial (a) y real (b) de suelo estimados mediante la ecuación RUSLE.

Pérdida de suelo estimada vs. pérdida de suelo tolerable

La pérdida tolerable de suelo (T) se define como la tasa máxima de pérdida de suelo anual que económica e indefinidamente permite el mantenimiento de un alto nivel de productividad agrícola (Mandal et al., 2006). Actualmente, el valor de T que se asigna a un suelo determinado se basa en su estado de funcionalidad e integridad estructural. Boellstorff y Benito (2005) consideran que la tasa T debe ser calculada a partir de las propiedades subsuperficiales del suelo que limitan el crecimiento de las raíces, citando como los factores más importantes la profundidad de la roca madre, la presencia de superficies cementadas o costras, los niveles subsuperficiales arenosos, los cambios abruptos en la textura, los horizontes o capas duras, el contenido en fragmentos rocosos, el alto contenido en yeso y/o carbonatos, y la presencia de suelos altamente erosionados. Según estos autores, en la mayoría de las ocasiones, los valores de T varían de 1 a $13 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$. La pérdida de suelo tolerable propuesta en el manual RUSLE oscila entre 2.2 y $11.2 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, para los suelos de EE.UU., mientras que Schertz (1983) acota el intervalo de T entre 5 y $10 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ para suelos con una profundidad mayor a un metro.

En España, De la Horra (1992) calculó en $6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ la tasa de pérdida tolerable para los suelos de la región de Torrijos, en Toledo. La consideración de la tasa de pérdida de suelo tolerable es necesaria en la planificación de las medidas de conservación del suelo, ya que la comparación de los valores de pérdida de suelo estimados con los valores de T indica si las tasas de erosión están dentro o por encima de los valores tolerables de pérdida de suelo para un tipo de suelo o región determinados, de tal modo que las medidas de control de la erosión o de corrección de los usos del suelo se enfoquen hacia las zonas más degradadas.

Los valores de pérdida de suelo calculados para la zona de estudio, muestran que el 88 % del suelo presenta una tasa de erosión baja o baja – tolerable, mientras que sólo el 1.8 % del total se sitúa en valores de erosión muy altos o extremos (Tabla 3.6). Se ha considerado como tasa de erosión extrema aquella que tiene un valor por encima de $40 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ y que produce un efecto de erosión irreversible sobre suelos desarrollados en agrosistemas mediterráneos, dadas las bajas tasas de renovación del suelo en este tipo de ambientes. El 0.4 % de la zona de estudio presenta un valor nulo de erosión, debido al elevado contenido en materia orgánica, a una elevada conductividad hidráulica saturada, y en unos pocos píxeles, estas zonas presentan un valor nulo de inclinación de la ladera, haciendo inviable el transporte del suelo erosionado.

Tabla 3.6 Superficie del área de estudio asociada a diferentes niveles de erosión.

Categoría	Pérdida de suelo promedio anual	Área	
	$\text{Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$	ha	%
No erosión	0	2.2 (1.3*)	0.97 (0.58*)
Baja	0 – 1	137.6	60.29
Media	1 – 5	63.3	27.74
Tolerable	5 – 10	14.3	6.26
Alta	10 – 20	6.7	2.96
Muy alta	20 – 40	3.0	1.32
Extrema	> 40	1.1	0.46

*Área de no erosión en zonas urbanas, canchales y afloramientos rocosos.

Tasas de erosión por uso, tipo de suelo y unidad geomorfológica

La tasas de erosión más elevadas aparece en los suelos desnudos ($36.2 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$), caminos de tierra ($18.7 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) y campos de cultivos en ladera ($5.8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$). No obstante, existe una fuerte variabilidad espacial en las tasas de erosión calculadas para estas cubiertas, coexistiendo valores muy altos y muy bajos (Tabla 3.7). La erosión total calculada para los suelos desnudos y los caminos supone el 14 % de la pérdida total de suelo en la Cuenca de Estaña, a pesar de que su superficie sólo representa el 2 % del área total. Las elevada erosión

obtenida en los caminos de tierra, se debe en mayor medida al elevado valor del parámetro *C*, y están en consonancia con los resultados presentados por Hartanto et al. (2003) en Indonesia, donde las mayores tasas de pérdida de suelo se registran en pistas forestales, frente al resto de usos del suelo y cubiertas de vegetación. También en Indonesia, Rijdsdijk et al. (2007) obtuvieron altos valores de escorrentía y de producción de sedimento con tasas de 70 y 420 Mg ha⁻¹ año⁻¹ en caminos rurales y pistas forestales, respectivamente. La fuerte erosión de los caminos supone un elevado impacto medioambiental, de especial gravedad en ecosistemas frágiles y protegidos situados en diferentes ambientes climáticos (Farrell y Marion, 2001).

Tabla 3.7 Pérdida de suelo anual para diferentes usos del suelo.

Uso del suelo		Pérdida promedio anual de suelo (Mg ha ⁻¹ año ⁻¹)					
		mínima	máxima	media	desv.típica	total	% del total
Antrópico	Camino de tierra	0	306.27	18.70	34.38	23856	11.4
	Cebada de invierno (total)	0	183.66	4.97	7.80	129772	61.9
	Cebada de invierno (lagos)	0	108.90	3.69	3.83	36778	17.5
	Cebada de invierno (ladera)	0	183.66	5.76	9.37	92990	44.4
	Pasto	0	0.30	0.03	0.04	64	< 0.1
	Olivo y/o almendro	0	9.45	1.08	1.56	476	0.2
	Campo abandonado antiguo	0	1.47	0.09	0.13	366	0.2
	Campo abandonado reciente	0	13.39	1.13	1.39	4177	2.0
Natural	Suelo desnudo	0.93	325.66	36.19	45.23	6333	3.0
	Quejigo	0	0.36	0.04	0.05	139	0.1
	Bosque mediterráneo denso	0	1.48	0.10	0.14	1603	0.8
	Bosque mediterráneo abierto	0	48.60	2.09	3.08	34434	16.4
	Arbusto denso	0	0.22	0.01	0.02	123	0.1
	Arbusto disperso	0	13.74	1.45	1.44	7054	3.4
	Chopo	0	0.19	0.04	0.03	7	< 0.1
	Vegetación lacustre	0	7.19	0.59	0.79	1255	0.6
	Pinar	0	0.09	0.02	0.02	5	< 0.1

La erosión total calculada en los cultivos en ladera representa un 44 % del total de la pérdida de suelo en la zona de estudio, a pesar de su reducida extensión del 18 % respecto del área total. La tasa de erosión promedio de estos campos es un 56 % superior a la calculada en los campos situados en los alrededores de los lagos. Las menores tasas de pérdida de suelo se han obtenido en las cubiertas de arbustos densos, pinar, pastos, quejigos y chopos, con valores < 0.05 Mg ha⁻¹ año⁻¹ (Tabla 3.7). Además, las tasas de erosión en arbustos son significativamente menores que las de bosque mediterráneo. Estos resultados coinciden con los obtenidos por Casermeiro et al.

(2004) en la región de Madrid, en los que la estructura pluri – estratificada de la vegetación arbustiva ofrece una mayor protección al suelo frente a la erosión hídrica en comparación con la vegetación mono – estratificada de otras comunidades vegetales. El alto grado de protección del suelo de las cubiertas de arbustos fue puesto de manifiesto por Gonzalez-Hidalgo et al. (2004) en Zaragoza y por Navas y Walling (1992) en las Bardenas Reales al observar la alta eficiencia de retención de sedimentos bajo diferentes valores de escorrentía. Además, la menor tasa de erosión obtenida en la cubierta de arbustos frente a la de pastos en la Cuenca de Estaña coincide con los resultados de Wang et al. (2006) en laderas de China, donde obtuvieron menores tasas de escorrentía y de erosión en especies arbustivas frente a especies herbáceas, por la mayor densidad radicular de los arbustos.

Por otro lado, los valores de erosión obtenidos en los campos de cultivo abandonados, muestran una progresiva disminución en la tasa de pérdida de suelo al aumentar la edad del abandono de las tierras, de tal modo que el valor medio de erosión en los campos abandonados antiguos es un 92 y un 98 % inferior al valor calculado para los campos abandonados recientes y actualmente en uso, respectivamente. En el Pirineo Central, Navas et al. (1997b) mediante el uso de ^{137}Cs , ponen de manifiesto las más altas tasas de erosión en suelos en uso frente a los abandonados. Si bien es cierto que el proceso es complejo y se relaciona con el diferente grado de cubierta vegetal que se desarrolla en función de la edad de abandono. El proceso de reforestación natural de las áreas de montaña correspondiente a campos de cultivo y praderas abandonadas conlleva una reducción en la magnitud de la escorrentía superficial, que en última instancia y a escala regional, implica una reducción en el caudal de los ríos hacia los que drena la escorrentía. Esta interpretación coincide con las observaciones de López-Moreno et al. (2006) para el periodo 1955 – 1995 en el Pirineo Central. Sin embargo, junto con el proceso de reforestación de los campos abandonados más antiguos respecto a los abandonados recientes, se ha observado en la zona de estudio un incremento en el contenido en rocas que cubren la superficie del suelo. La reducción de las tasas de erosión con el incremento de la edad de abandono, así como el incremento del contenido de rocas coincide con los resultados de Govers et al. (2006) en campos abandonados en Almería, con una disminución exponencial en las tasas de erosión hídrica en función de la edad de abandono de los cultivos y una reducción en la exportación de sedimentos a una escala de 50 a 70 años. Estos resultados sugieren la necesidad de incluir en futuras investigaciones el estudio en detalle de los procesos de erosión que tienen lugar en los campos abandonados y en los caminos situados en ambientes mediterráneos de media montaña y especialmente en las zonas, como en el caso de la Cuenca de Estaña, que albergan ecosistemas de gran valor paisajístico y ambiental.

Con el objetivo de identificar las unidades geomorfológicas con mayor riesgo de erosión se ha calculado la tasa de erosión media y total por unidad identificada en la zona de estudio (Tabla 3.8). Los afloramientos masivos de yeso presentan la tasa de erosión más alta ($4.4 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$), seguida de las zonas de cárcavas, de los depósitos de fondo de valle plano y de las laderas. Los afloramientos de yesos se sitúan en zonas de suelo desnudo y generalmente en áreas de elevada pendiente, lo que explica los valores tan elevados obtenidos para esta unidad. La elevada erosión estimada en las cárcavas coincide con los resultados obtenidos por numerosos autores, entre ellos Jakab et al. (2007) en Hungría donde la producción de sedimento en zonas de cárcavas representa la mitad del total de sedimentos removilizados.

La gran extensión de las zonas de laderas (32 % del área total) explica que la pérdida total de suelo estimada para esta unidad suma un 47 % de la pérdida total de suelo en la Cuenca de Estaña. La alta erosión en los depósitos de fondo de valle plano se debe a la situación de esta unidad en la zona de concentración de la escorrentía de las laderas colindantes, así como al uso del suelo presente en esta unidad, el cultivo de cebada. Las menores tasas de pérdida de suelo se han obtenido en el interior de las dolinas, con un valor promedio de $2.5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$. Para minimizar el volumen de escorrentía y de pérdida de suelo en las cárcavas, se propone la construcción de pequeños diques o trampas de sedimento, que sirvan, además, de puntos de ruptura de la escorrentía.

Tabla 3.8 Pérdida de suelo anual por unidad geomorfológica en la Cuenca de Estaña.

Unidad geomorfológica	Pérdida promedio anual de suelo ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$)					
	mínima	máxima	media	desv.típica	total	% del total
Ladera	0	325.66	3.40	11.10	98684	70.6
Cárcava	0	115.32	3.57	8.65	4626	3.3
Depósito aluvial	0	20.33	2.54	2.40	1015	0.7
Depósito coluvial	0	57.51	2.51	4.32	10413	7.5
Dolina	0	9.75	0.88	1.43	1098	0.8
Depósito de relleno de dolina	0	34.27	2.47	2.88	11581	8.3
Depósito de fondo de valle plano	0	37.19	3.43	4.94	6689	4.8
Afloramiento masivo de yeso	0	70.45	4.42	7.82	5609	4.0

Las tasas de erosión calculadas para cada tipo de suelo (Tabla 3.9) son concordantes con sus valores de erodibilidad (Tabla 3.4), de tal modo que los Gypsisoles háplicos presentan la mayor tasa de pérdida de suelo. No obstante, los Regosoles gypsicicos tienen tasas de erosión más altas que los Gleysoles háplicos, lo cual contrasta con las tasas del factor K en estos tipos de suelo, siendo el factor topográfico LS el responsable de estas diferencias. Los Gypsisoles y Regosoles

gypsicos en conjunto presentan el valor medio más alto de pérdida de suelo ($5.14 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) frente al valor medio de erosión calculado para Leptosoles ($1.24 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) y Calcisoles ($1.05 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$). La mayor tasa de erosión en los Leptosoles frente a los Calcisoles coincide con la tasa de erodibilidad calculada para estos dos grupos de suelos. Finalmente, los Gleysoles presentan la menor tasa de erosión ($2.24 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) aunque son los Regosoles háplicos los que presentan el menor valor máximo de pérdida de suelo.

Tabla 3.9 Pérdida de suelo anual por tipo de suelo.

Tipo de suelo	Pérdida promedio anual de suelo ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$)					
	mínima	máxima	media	desv.típica	total	% del total
Calcisol hipercálcico	0	26.19	1.20	2.21	4185	2.0
Calcisol háplico	0	110.60	1.29	3.67	11931	5.7
Calcisol háplico + Leptosol háplico	0	42.06	0.89	2.23	6520	3.1
Calcisol háplico + Regosol gypsicó	0	32.42	1.73	2.51	3767	1.8
Calcisol háplico + Vertisol	0	8.46	1.75	1.64	604	0.3
Calcisol léptico	0	29.12	0.56	1.70	3688	1.8
Gleysol háplico	0	34.27	2.55	3.25	3786	1.8
Gleysol háplico + Fluvisol + Vertisol	0	93.94	2.04	3.70	4649	2.2
Gypsisol háplico	0	325.66	10.09	22.71	49778	23.7
Gypsisol lúvico	0	23.25	2.61	2.77	4229	2.0
Leptosol háplico	0	4.07	0.45	0.78	427	0.2
Leptosol lítico	0	115.32	1.69	6.11	4621	2.2
Leptosol lítico + Calcisol léptico	0	58.44	0.95	2.16	18163	8.6
Leptosol lítico + Regosol lítico	0	6.06	0.66	1.11	1085	0.5
Leptosol réndzico	0	63.39	3.52	8.68	8032	3.8
Leptosol réndzico + Kastanozem crómico	0	47.30	1.57	2.84	3630	1.7
Regosol gypsicó + Calcisol háplico	0	227.41	3.78	7.17	56599	26.9
Regosol gypsicó + Gypsisol háplico	0	65.74	5.16	6.06	8869	4.2
Regosol gypsicó + Vertisol	0	19.10	5.16	2.98	5648	2.7
Regosol háplico	0	57.51	2.41	4.08	7823	3.7
Regosol háplico (costra)	0	54.82	1.87	3.71	2408	1.1

3.1.8 Conclusiones

El modelo RUSLE es una herramienta útil para el cálculo de las tasas de erosión anual para los distintos usos y tipos de suelo, así como en las diferentes unidades geomorfológicas. En la Cuenca de Estaña, las áreas con mayor riesgo de pérdida de suelo que se han identificado son los caminos y áreas de suelo desnudo, así como los campos de cultivo en laderas, en zonas de elevada pendiente con o sin desarrollo de cárcavas, en las zonas con afloramientos masivos de

yeso y en los Gypsisoles háplicos. Las predicciones de erosión a largo plazo de la ecuación RUSLE para la Cuenca de Estaña muestran un valor promedio inferior a la pérdida de suelo tolerable en las cubiertas y usos del terreno naturales, mientras que las tasas en las cubiertas de cultivo se sitúan muy próximas al límite de la pérdida tolerable. Por lo tanto, estas últimas zonas son las más frágiles y necesitan medidas de protección. Los resultados de este modelo también han permitido identificar zonas en las que los valores de pérdida de suelo son muy bajos o nulos y pueden considerarse como zonas estables o bien donde se podría llegar depositar el sedimento. Los resultados obtenidos mediante el modelo RUSLE, deben ser considerados en la elaboración de las políticas de gestión del territorio para la identificación de las áreas prioritarias en las que aplicar medidas de conservación y protección del suelo, así como de reducción de la erosión y del transporte de partículas de suelo. En la Cuenca de Estaña, los mapas de erosión potencial y real de gran detalle aconsejan adoptar medidas de protección en los caminos y campos de cultivo situados en áreas de fuerte pendiente, así como un manejo más adecuado del laboreo. Se propone el retraso del arado previo a la siembra hasta principios de octubre, con el fin de prolongar el efecto protector de los residuos vegetales sobre la superficie del suelo.

En cuanto a las limitaciones observadas en la aplicación de este modelo se centran en el cálculo del factor R de erosividad de la lluvia, de tal modo que se propone como una mejora el cálculo de la erosividad de la lluvia a partir de valores de intensidad máxima cada 5 ó 10 minutos en lugar de los valores cada 30 minutos utilizados en el modelo RUSLE. Los nuevos valores propuestos permitirían la mejor caracterización de los eventos de alta intensidad de precipitación, frecuentes durante el periodo julio – octubre.

Se propone, además, la mejora del cálculo del factor K de erodibilidad del suelo mediante la inclusión de un sub-factor relativo a las condiciones iniciales de humedad del suelo previas a los eventos de lluvia erosiva. Por último, la variabilidad mensual de los resultados obtenidos en los parámetros R , K y C sugieren la necesidad de un estudio en detalle del patrón temporal de las tasas de pérdida de suelo a lo largo de los diferentes meses del año, con el fin de identificar y caracterizar los distintos periodos erosivos.

3.2 Aplicación del modelo físico RMMF

3.2.1 El modelo RMMF de pérdida de suelo

El modelo RMMF (*Revised Morgan, Morgan and Finney model*; Morgan, 2001) de base física, predice la desagregación de partículas del suelo por el impacto de las gotas de lluvia y por la escorrentía superficial, así como la capacidad de transporte de las partículas erosionadas por la escorrentía superficial. La pérdida anual de suelo por píxel corresponde al valor mínimo de las tasas de desagregación total y de capacidad de transporte, de tal modo que la capacidad de transporte es el factor limitante en la pérdida de suelo, en aquellos casos en los que el valor de ésta sea inferior al valor de desagregación de partículas, y viceversa. El modelo RMMF toma el concepto del factor limitante de la propuesta de Meyer y Wischmeier (1969).

El modelo RMMF es una versión mejorada del modelo MMF (*Morgan, Morgan and Finney*; Morgan et al., 1984), en el que se introducen, respecto al modelo original las siguientes mejoras: el cálculo de la desagregación de partículas por la escorrentía, la estimación de la energía total de la lluvia mediante el cálculo de la energía de la lluvia efectiva que impacta directamente sobre el suelo y la del impacto del agua que escurre de las hojas y de las ramas de la vegetación; y la integración del nuevo modelo en los SIG para el cálculo de parámetros distribuidos y de variables topográficas.

Morgan (2001) aplicó el modelo RMMF en 67 parcelas y cuencas de diferentes países (Tanzania, Costa de Marfil, Senegal, Zimbabwe, Italia, Bélgica, Alemania, Reino Unido, Tailandia, China y Taiwán) en las que había sido aplicado el modelo MMF, obteniendo un coeficiente promedio de eficiencia de los valores de erosión predichos frente a los observados de 0.65 frente al valor de 0.54 obtenido con el anterior modelo. Este autor también aplicó el modelo RMMF en 24 nuevas parcelas y cuencas experimentales de diferentes países (Dinamarca, España – Murcia, Grecia y Nepal), obteniendo un coeficiente promedio de eficiencia en las predicciones de erosión y volumen de escorrentía de 0.84 y 0.94, respectivamente, frente a los valores observados en campo por diferentes autores en las mismas parcelas y cuencas. Por lo tanto, este modelo ha demostrado su capacidad para cuantificar la pérdida de suelo y producir mapas regionales de riesgo de erosión. Las limitaciones de este modelo se deben a la no consideración del transporte o desplazamiento de partículas del suelo por salpicadura, ni del efecto de las costras superficiales en los procesos de infiltración, relativamente frecuentes en ambientes mediterráneos (Maestre et al., 2002).

El modelo MMF ha sido modificado por diferentes autores para el cálculo de la erosión y redistribución de sedimento en diferentes cuencas y ambientes. De Jong (1994) propuso el modelo SEMMED (*Soil Erosion Model for Mediterranean areas*) a partir del modelo MMF para

cuantificar la pérdida de suelo en la región Bas-Vivarais (sur de Francia) incluyendo el cálculo de la escorrentía superficial acumulada y el efecto de la conductividad hidráulica saturada. El modelo SEMMED ha sido aplicado a escala regional en diversas cuencas mediterráneas, como son La Peyne (sur de Francia; De Jong et al., 1998), Simeto (Sicilia, Italia; De Jong et al., 1999, Parachinni et al., 1997), Shiqma (centro de Israel; Cohen et al., 2005) y en el Pirineo Central (López-Vicente et al., 2006b) demostrando su adecuación a los ambientes mediterráneos. El modelo RMMF ha sido aplicado por Vigiak et al. (2005) en Tanzania y Kenia, produciendo resultados aceptables de erosión en laderas y por Vigiak et al. (2006) en Tanzania obteniendo una simulación adecuada en el 75 % del área de estudio frente a observaciones de campo.

El número de parámetros de entrada incluidos en el modelo RMMF es reducido (Tabla 3.10), y el cálculo de los mismos y de las ecuaciones que los relacionan es sencillo. La tasa de pérdida anual de suelo (E , $\text{Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) se calcula matemáticamente como el valor mínimo entre la suma de las tasas de desagregación del suelo por el impacto de las gotas de lluvia (F , $\text{Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) y por la escorrentía (H , $\text{Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) y la tasa de capacidad de transporte de la escorrentía (TC , $\text{Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$):

$$E = \text{Pérdida Suelo Anual} = \min \{ (F + H), TC \} \quad (3.42)$$

Tabla 3.10 Parámetros de entrada incluidos en el modelo RMMF.

Factor	Parámetro	Descripción
Lluvia	R	Precipitación anual (mm)
	R_n	Número de días de lluvia erosiva al año (n)
	I	Valor típico de intensidad de la lluvia erosiva (mm h^{-1})
Suelo	MS	Contenido en peso de agua en el suelo a capacidad de campo (-)
	BD	Densidad aparente (Mg m^{-3})
	EHD	Profundidad hidrológica efectiva (m)
	K	Índice de desagregabilidad del suelo (g J^{-1})
	COH	Cohesión de la superficie del suelo (kPa)
Relieve	S	Pendiente de la ladera (radianes)
Cubierta	A	Intercepción de la lluvia por la vegetación (0 – 1)
	ET_a / ET_0	Ratio entre la evapotranspiración real y potencial (-)
	CC	Cubierta de la vegetación (0 – 1)
	GC	Cubierta del suelo (0 – 1)
	PH	Altura de la vegetación (m)
	C	Factor C-RUSLE de gestión de las cubiertas y del suelo (0 – 1)
	P	Factor P-RUSLE de medidas de conservación del suelo (0 – 1)

3.2.2 Desagregación del suelo por salpicadura

En el modelo RMMF, la desagregación del suelo por el impacto de las gotas de lluvia, se obtiene a partir de la expresión:

$$F = K EE 10^{-3} \quad (3.43)$$

$$EE = E(DT) + E(LD) \quad (3.44)$$

Donde:

K (g J^{-1}) es el índice de desagregabilidad del suelo, EE (J m^{-2}) es la energía efectiva total de la lluvia, $E(DT)$ (J m^{-2}) es la energía de la lluvia que impacta directamente sobre la superficie del suelo y $E(LD)$ (J m^{-2}) es la energía del agua que cae desde la vegetación. El parámetro K es el peso del suelo desagregado de la masa inicial por unidad de energía de la lluvia y se estima a partir de la clasificación textural de las muestras de suelo (Tabla 3.12). La energía efectiva total de la lluvia se obtiene a partir de la suma de $E(DT)$ y de $E(LD)$.

El modelo RMMF incluye el concepto de lluvia efectiva (ER , mm) para el cálculo de la desagregación del suelo por salpicadura. El volumen de lluvia efectiva es el producto de la lluvia total anual (R , mm) por la tasa de interceptación de la lluvia por la vegetación (A , $0 - 1$):

$$ER = R A \quad (3.45)$$

Una vez calculada la lluvia efectiva, ésta se divide en la lluvia que atraviesa la vegetación e impacta directamente sobre la superficie del suelo, conocida como lluvia de trascolación (DT , mm), y la cantidad de lluvia que es retenida por las ramas y hojas del árbol y que acaba cayendo al suelo por goteo (LD , mm). El volumen de agua que escurre a través del tronco, escorrentía cortical, se incluye dentro del volumen de agua que cae al suelo desde las hojas y las ramas. Las ecuaciones a partir de las cuales se llevan a cabo estos cálculos son:

$$LD = ER CC \quad (3.46)$$

$$DT = ER - LD \quad (3.47)$$

Donde:

CC (%) es el porcentaje de suelo cubierto por la vegetación. A partir del volumen de precipitación que impacta directamente en el suelo, DT , y de la energía cinética de la lluvia (KE , $\text{J m}^{-2} \text{mm}^{-1}$) se calcula la energía efectiva de la lluvia directa ($E(DT)$, J m^{-2}):

$$E(DT) = DT KE \quad (3.48)$$

El cálculo de la energía cinética de las gotas de lluvia en el momento del impacto con la superficie del suelo es muy importante en el estudio de los procesos de erosión y ampliamente utilizado en la aplicación de los modelos de pérdida y redistribución del suelo. Sin embargo, la determinación de KE es un parámetro difícil de estimar en medidas de campo. Este hecho, ha propiciado el desarrollo de expresiones empíricas que relacionan la energía cinética con la intensidad de la lluvia (I , mm h^{-1}) en base a medidas del tamaño de las gotas de lluvia o de la velocidad de impacto de las mismas. La energía cinética puede expresarse en unidades de volumen (KE_{mm} ; $\text{J m}^{-2} \text{mm}^{-1}$; Fig. 3.15.a) o del tiempo de precipitación (KE_{time} ; $\text{J m}^{-2} \text{h}^{-1}$; Fig. 3.15.b), estando relacionadas entre sí ambas expresiones a través de la intensidad de la lluvia (I ; mm h^{-1}) y de una constante c de ajuste de la unidad de tiempo empleada, según la expresión:

$$KE_{time} = c I KE_{mm} \quad (3.49)$$

La energía cinética de cada intervalo temporal en que se divide un evento de lluvia se calcula en función de I (Fig. 3.15.c), ya que este parámetro refleja la variación en el tamaño medio de las gotas de lluvia a lo largo de una tormenta (Fig. 3.15.d), que a su vez, determina la velocidad terminal de las mismas al impactar sobre la superficie del suelo. Un incremento en el volumen de precipitación supone un valor mayor en el tamaño medio y en la velocidad terminal de las gotas de lluvia, aunque este incremento no ocurre indefinidamente, tal y como demostraron Hudson (1965) en climas tropicales, y Carter et al. (1974) en zonas de clima templado, presentando las correspondientes ecuaciones para el cálculo de la energía cinética.

La dificultad técnica que conlleva la medida de la velocidad de caída de cada gota y la distribución de las mismas (Coutinho y Tomás, 1995; González-Hidalgo, 1996), así como las variaciones debidas a factores topográficos y climáticos hace que existan en la literatura numerosas aproximaciones empíricas al cálculo de la energía cinética (Van Dijk et al., 2002a; Mikos et al., 2006). En las últimas décadas han aparecido numerosos trabajos de estimación de la energía cinética para diferentes valores de intensidad de la lluvia en distintas regiones del planeta (Tabla 3.11). Para estimar la energía cinética de la lluvia Morgan (2001) recomienda utilizar la propuesta más adecuada para cada localidad de entre las existentes en la bibliografía. Para zonas de ámbito mediterráneo hay dos ecuaciones, que son la propuesta de Zanchi y Torri (1980), calibrada en Florencia, y la propuesta de Kinnel (1981), validada y modificada por Coutinho y Tomas (1995), en la región del Algarbe (sur de Portugal), con datos de campo recogidos durante tres años con la ayuda de un disdrómetro. Esta última propuesta ha sido la seleccionada para el cálculo del parámetro KE en la aplicación del modelo RMMF en la Cuenca de Estaña.

Tabla 3.11 Propuestas para el cálculo de la energía cinética en función de la intensidad de la precipitación, y extensión geográfica adecuada para su utilización.

Autor/es (año)	Área de estudio	Ecuación	Unidades	Coef. correlación
Laws y Parsons (1943)	EE.UU. (Washington, DC)	Intensidad vs. Tamaño medio gota	----	$r^2 = 0.51$
Atlas (1953)	Canadá (Ottawa)	Intensidad vs. Tamaño medio gota	----	
Wischmeier y Smith (1958)	EE.UU.	$KE_B = 11.87 + 8.73 \log_{10} I$ ($I \leq 76 \text{ mm h}^{-1}$)	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	
Kelkar (1959)	India (Poona)	Intensidad vs. Tamaño medio gota	----	
Hudson (1961)	Zimbabwe	$KE_B = 9.705 + 9.258 \log_{10} I$ *	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	$r^2 = 0.61$
		$KE_B = 29.863 (1 - 4.287 / I)$ *	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	$r^2 = 0.61$
		$KE_B = 29.22 [1 - 0.894 e^{-0.0477I}]$ *	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	$r^2 = 0.71$
Hudson (1965)	Zimbabwe	$KE_B = 29.8 - (127.5 / I)$	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	
Wischmeier y Smith (1978)	EE.UU. (Montañas Rocosas)	$KE_B = 11.87 + 8.73 \log_{10} I$	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	
Zanchi y Torri (1980)	Italia central (Florencia)	$KE_B = 9.81 + 11.25 \log_{10} I$	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	$r^2 = 0.88$
Kinnell (1981)	Florida	$KE_B = 17.124 + 5.229 \log_{10} I$ *	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	$r^2 = 0.49$
		$KE_B = 30.132 (1 - 5.484 / I)$ *	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	----
		$KE_B = 29.31 [1 - 0.281 e^{-0.018I}]$ *	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	$r^2 = 0.50$
Rosewell (1986)	Sureste de Australia	$KE_B = 29.0 [1 - 0.6 \exp(-0.04 I)]$	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	
Brandt (1986)	Brasil	$KE_B = 15.5 + 2.46 \log_{10} I$	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	
Brown y Foster (1987)	EE.UU.	$KE_B = 29.0 [1 - 0.72 \exp(-0.05 I)]$	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	
Wagner y Massambani (1988)	Brasil	$KE_B = 15.5 + 6.45 \log_{10} I$	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	
Brandt (1990)	Brasil (Amazonia)	$KE_B = 8.95 + 8.44 \log_{10} I$	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	
Coutinho y Tomas (1995)	Portugal (Albarve)	$KE_B = 35.9 [1 - 0.559 \exp(-0.034 I)]$	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	$r^2 = 0.64$
Onaga et al. (1998)	Japón (Okinawa)	$KE_B = 9.81 + 10.60 \log_{10} I$	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	
Uijlenhoet y Stricker (1999)	Canadá	Intensidad vs. Tamaño medio gota	----	
Van Dijk et al (2002a)	Sureste de Australia	$KE_B = 28.3 [1 - 0.52 \exp(-0.042I)]$	$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$	
Sempere Torres et al. (1992)	Áreas mediterráneas	$KE_A = 0.00927 I - 0.0517$ ($I > 20 \text{ mm h}^{-1}$)	$\text{J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	
Usón y Ramos (2001)	España (Barcelona)	$KE_A = 0.0065 I - 0.0050$ ($I < 20 \text{ mm h}^{-1}$)	$\text{J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	

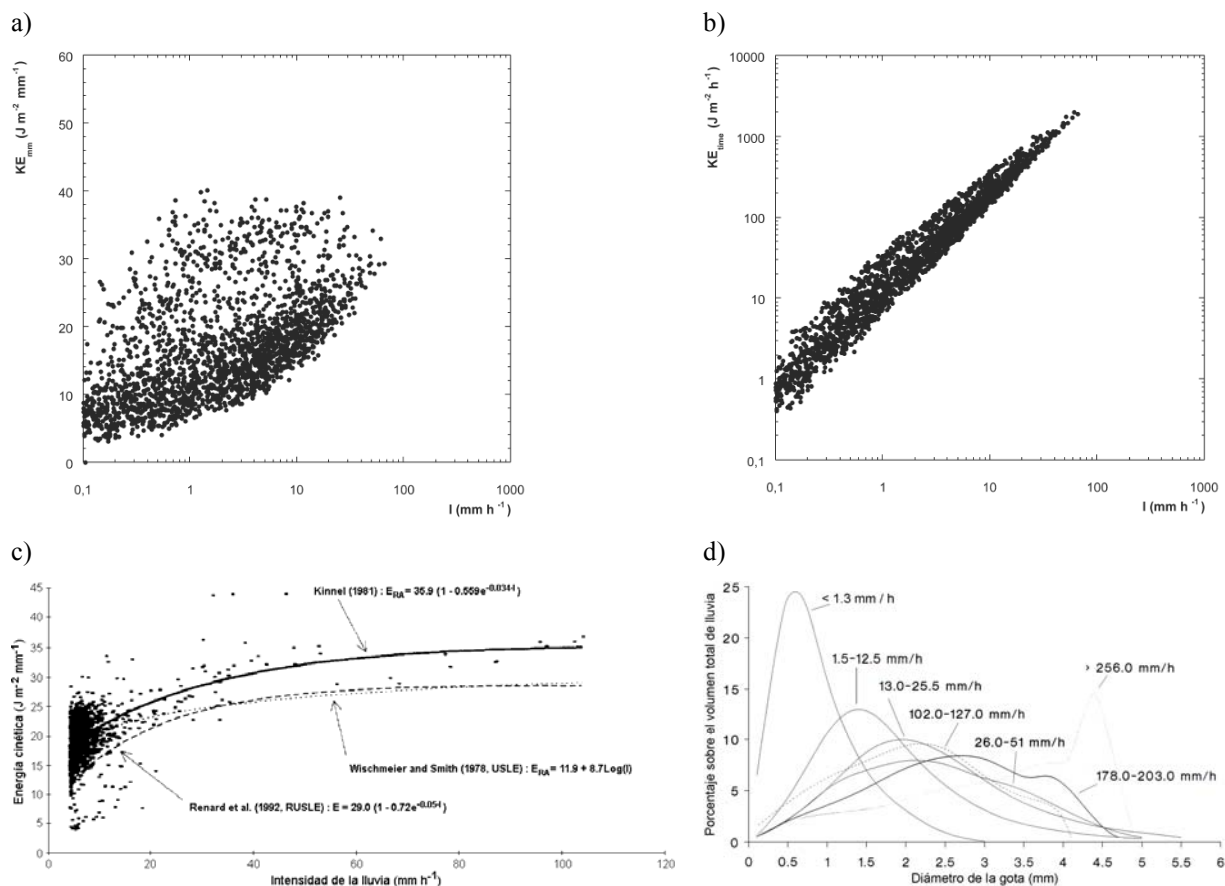


Fig. 3.15 Relación entre la energía cinética en función del volumen (a) y del tiempo de precipitación (b) y los correspondientes valores de intensidad (Tomado de Salles et al., 2002). Diferentes relaciones entre la energía cinética y la intensidad de la precipitación (c; tomado de Coutinho y Tomás, 1995). Correlación entre la distribución del tamaño de las gotas de lluvia e intensidad de la precipitación (d; tomado de González-Hidalgo, 1996).

La energía efectiva de la lluvia que impacta en el suelo tras permanecer retenida temporalmente en la vegetación se denomina energía del agua de drenaje ($E(LD)$, $J m^{-2}$) y se calcula en función de la altura media del dosel de la vegetación (PH , m), siguiendo la propuesta de Brandt (1990):

$$E(LD) = (15.8 PH^{0.5}) - 5.87 \quad (3.50)$$

En aquellos casos en los que $E(LD)$ es negativo, se asume un valor de cero.

Los valores de R (446 mm) e I ($15.1 mm h^{-1}$) utilizados en el modelo RMMF corresponden a los registrados en la estación climática de Canelles para el periodo 1997 – 2006 (Fig. 2.26.c) siendo la misma base de datos que la empleada en la aplicación del modelo RUSLE. Los valores de los parámetros A , CC y PH corresponden a los propuestos por tipo de uso del suelo y cubierta de vegetación (Tabla 2.7).

3.2.3 Desagregación del suelo por la escorrentía

La desagregación de partículas del suelo producida por la escorrentía está en función del flujo superficial por unidad de celda (Q_i , mm), de la resistencia del suelo a ser desagregado (Z , kPa⁻¹), del ángulo de inclinación de la pendiente de la ladera (S , radianes), y del porcentaje del suelo cubierto por diferentes materiales (GC , %), según la expresión:

$$H = ZQ^{1.5} \sin S(1 - GC)10^{-3} \quad (3.51)$$

$$Z = \frac{1}{0.5 COH} \quad (3.52)$$

Donde:

COH (kPa) es la cohesión de la superficie del suelo en condiciones de saturación y se ha obtenido a partir de los valores propuestos por Morgan (2001) para las diferentes texturas del suelo (Tabla 3.12), y de la clasificación textural de las muestras de suelo de analizadas (Fig. 2.17.c). El mapa de pendientes de la zona de estudio corresponde al mapa elaborado a partir del MDE-2 (Fig. 2.6.a), mientras que los valores de cubierta del suelo corresponden a los del parámetro S_p del subfactor SC del modelo RUSLE (Apartado 3.1.5).

Tabla 3.12 Valores de los parámetros de erodibilidad (K) y cohesión (COH) del suelo por tipo de textura.

Textura	K (g J ⁻¹)	COH (kPa)
Arenosa	1.2	2
Arenosa franca	0.3	2
Franco arenosa	0.7	2
Franca	0.8	3
Limosa	1.0	–
Franco limosa	0.9	3
Franco areno arcillosa	0.1	3
Franco arcillosa	0.7	10
Franco limo arcillosa	0.8	9
Arcillo arenosa	0.3	–
Arcillo limosa	0.5	10
Arcillosa	0.05	12

Estimación de la escorrentía por unidad de celda

El flujo superficial o escorrentía por unidad de celda (Q_i , mm) se calcula según la expresión de Carson y Kirkby (1972) en la que Q_i se define en función del volumen de precipitación promedio

anual (R , mm), del valor crítico de almacenamiento de agua en el suelo (R_c , mm), y de la lluvia media por día de lluvia erosiva en el año (R_0 , mm):

$$Q_i = R \exp\left(\frac{-R_c}{R_0}\right) \quad (3.53)$$

$$R_c = 1000 MS BD EHD \left(\frac{E_t}{E_0}\right)^{0.5} \quad (3.54)$$

Donde:

MS (% en peso) es el contenido en peso de agua en el suelo a capacidad de campo (33 kPa de presión), BD ($Mg\ m^{-3}$) es la densidad aparente del suelo, EHD (m) es la profundidad hidrológicamente efectiva del suelo, y ET_a / ET_0 (-) es el cociente entre la evapotranspiración real y potencial para cada tipo de suelo y cubierta de vegetación. La multiplicación de los parámetros MS y BD corresponde al contenido volumétrico de agua en el suelo obtenido para las muestras de suelo de la Cuenca de Estaña (Fig. 2.18.a), mientras que los mapas de los parámetros EHD y ET_a / ET_0 corresponden a los obtenidos para estas variables en función del uso y cubierta de vegetación (Fig. 2.28.c y d).

3.2.4 Capacidad de transporte de la escorrentía

La capacidad de transporte en el modelo RMMF (TC , $kg\ m^{-2}$) se calcula a partir del volumen de escorrentía calculado para cada celda, Q_i , del factor C (0 – 1) según la expresión de Kirkby (1976):

$$G = C P Q^d \sin(S) 10^{-3} \quad (3.55)$$

Donde:

C y P son los factores de gestión de los cultivos y de la cubierta de las plantas y de las medidas de conservación del suelo, respectivamente, del modelo RUSLE; d es un exponente ($d = 2$), y S (radianes) es el ángulo de inclinación de la pendiente de la ladera.

3.2.5 Resultados: desagregación y capacidad de transporte

Desagregación del suelo por salpicadura

El volumen promedio obtenido de lluvia efectiva y de lluvia de drenaje ha sido de 362.3 y 179.4 mm, con un rango que oscila de 308.3 a 445.6 mm y de 0 a 408.4 mm, respectivamente, mientras que el volumen promedio de lluvia de trascolación ha sido de 182.9 mm, con un rango de oscilación entre 0 a 445.5 mm. La energía efectiva promedio de la lluvia de trascolación y del

agua de drenaje ha sido de 4366.45 y 15.42 J m⁻², con un rango de 0 a 10636.41 J m⁻², y de 0 a 73.13 J m⁻², respectivamente.

El valor de energía cinética de la lluvia calculado a partir de la Eq. (3.49) ha sido de 23.87 J m⁻² mm⁻¹, y el promedio de la energía efectiva total, siguiendo la Eq. (3.44) ha sido de 4381.86 J m⁻², con un rango de 2.59 a 10,636.41 J m⁻². El valor medio del índice de desagregabilidad del suelo ha sido de 0.88 g J⁻¹ con una variación de 0.30 a 0.92 g J⁻¹. El mapa de desagregación del suelo por salpicadura, presenta un valor medio de 38.00 Mg ha⁻¹ año⁻¹, con un rango de variación de 0 a 96.71 Mg ha⁻¹ año⁻¹ (Fig. 3.16.a). Las mayores tasas de desagregación por impacto de las gotas de lluvia tienen lugar en los caminos y suelos desnudos (> 90 Mg ha⁻¹ año⁻¹), cultivos de cebada (valor medio de 60.23 Mg ha⁻¹ año⁻¹), y en las cubiertas de arbustos dispersos y bosque mediterráneo abierto, mientras que las menores tasas aparecen en las cubiertas de vegetación lacustre y pastos (< 10 Mg ha⁻¹ año⁻¹), seguida de las cubiertas de bosque de quejigos, bosque mediterráneo denso y campos abandonados antiguos (10 – 30 Mg ha⁻¹ año⁻¹).

Desagregación del suelo por escorrentía

El valor medio obtenido para el parámetro R_C de almacenamiento crítico de agua en el suelo ha sido de 26.3 mm con una oscilación de 0 a 62.5 mm. A partir del mapa del parámetro R_C y de los valores de lluvia media por día de lluvia en el año (35.93 mm día⁻¹), de lluvia promedio anual y siguiendo la Eq. (3.53) se obtuvo el mapa de escorrentía superficial por unidad de celda, Q_i , cuyo valor medio es de 222.0 mm, y un rango de oscilación de 78.3 a 445.6 mm (Fig. 3.16.b).

A partir de los valores del parámetro COH de cohesión del suelo por tipo de textura, se obtuvo el mapa del parámetro Z de resistencia del suelo a la disgregación con un valor medio de 0.61 kPa⁻¹. Siguiendo la Eq. (3.51) y los mapas de los parámetros Z , Q , S y GC , se obtuvo el mapa de desagregación del suelo por escorrentía superficial, con un valor medio de 2.8 Mg ha⁻¹ año⁻¹ y un rango de desagregación del suelo de 0 a 24.7 Mg ha⁻¹ año⁻¹ (Fig. 3.16.c). El factor topográfico de la pendiente es el parámetro más importante en las tasas desagregación obtenidas, de tal modo que las tasas más altas (> 20 Mg ha⁻¹ año⁻¹) se sitúan en las zonas de elevada pendiente. El 1.3 % de la zona de estudio presenta una tasa de desagregación nula, apareciendo estos valores en zonas de topografía plana y en las cubiertas de canchales y urbana.

Tasa total de desagregación del suelo

El mapa de desagregación total del suelo, obtenido mediante la suma de los mapas de desagregación por salpicadura y por escorrentía, presenta un valor medio de 40.8 Mg ha⁻¹ año⁻¹, y un rango de valores de 0 a 113.7 Mg ha⁻¹ año⁻¹ (Fig. 3.16.d). Del total de la desagregación

producida el 87 % se debe al impacto de las gotas de lluvia, de tal modo que la desagregación del suelo debido a la escorrentía superficial juega un papel secundario en la generación de partículas de suelo disponibles para ser transportadas.

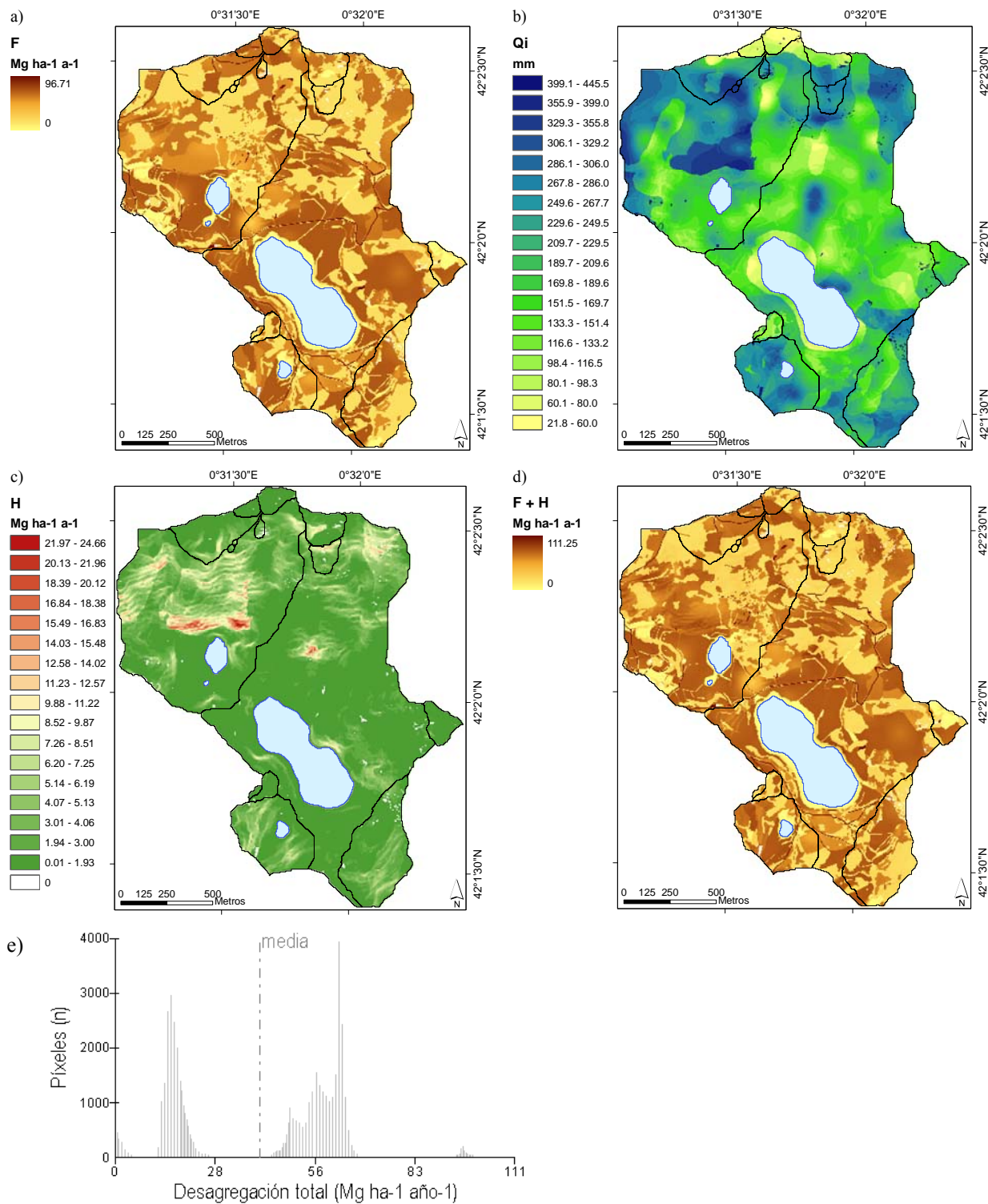


Fig. 3.16 Mapa de desagregación del suelo por salpicadura (a), del volumen de escorrentía anual (b), y de desagregación del suelo por escorrentía (c). Mapa (d) e histograma (e) de desagregación total del suelo en la Cuenca de Estaña.

Las tasas de desagregación total más altas aparecen en los caminos y áreas de suelo desnudo ($> 95 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$), seguido de los campos de cebada y de las áreas de más alta pendiente ($60 - 75 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$), mientras que las zonas de pastos y vegetación lacustre presentan las tasas más bajas ($< 5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$). El histograma del mapa de desagregación total muestra una distribución desigual de las tasas calculadas con dos poblaciones bien diferenciadas (Fig. 3.16.e). Estas diferencias se deben al contraste en los valores de los parámetros de entrada del modelo para las diferentes cubiertas y usos del suelo, y del factor topográfico de pendiente.

Capacidad de transporte de la escorrentía

El mapa de capacidad de transporte potencial de la escorrentía (Fig. 3.17.a) se ha obtenido a partir de los mapas de escorrentía superficial por unidad de celda (Fig. 3.16.b) y de pendientes del MDE-2 (Fig. 2.6.a), y sin tener en cuenta los mapas de los factores C y P del modelo RUSLE (ver Eq. (3.55)). El mapa resultante presenta un valor medio y máximo de 8.8 y $145.2 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, respectivamente, y con los valores máximos y mínimos asociados a las mismas zonas en las que aparecen estos rangos de valores en el mapa del parámetro Q_i .

El mapa de capacidad de transporte de la escorrentía se ha obtenido tras multiplicar el mapa de capacidad de transporte potencial por los de los factores C (Fig. 3.11) y P (Fig. 3.13.d) del modelo RUSLE, obteniendo un valor promedio de $3.6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, y un rango de valores de 0 a $294.6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ (Fig. 3.17.b). Los valores más elevados aparecen en los caminos, suelos desnudos y cultivos situados en áreas de elevada pendiente, mientras que los valores más bajos aparecen en las cubiertas de vegetación lacustre, pastos, quejigos, bosques mediterráneos densos, campos abandonados antiguos y arbustos densos en zonas de baja pendiente.

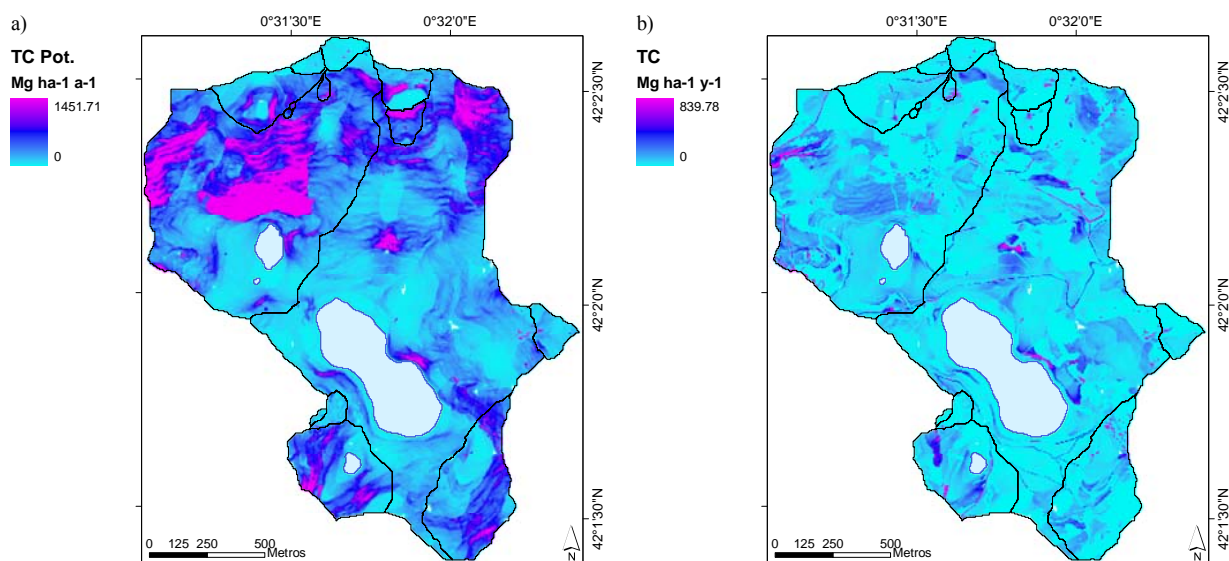


Fig. 3.17 Capacidad de transporte potencial (a) y real (b) de la escorrentía.

3.2.6 Pérdida de suelo anual

Pérdida de suelo potencial y real

La pérdida de suelo potencial se ha calculado a partir de los mapas de desagregación total de suelo y del de capacidad de transporte potencial de la escorrentía, obteniendo un valor medio de pérdida de suelo potencial de $28.8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ (Fig. 3.18.a). Este mapa refleja la pérdida de suelo teórica que tendría lugar ante la ausencia de vegetación y de medidas de conservación del suelo para el cálculo de la capacidad de transporte de la escorrentía. El histograma de las tasas de erosión potencial muestra una distribución de valores similar al de la desagregación total de suelo, a pesar de que la capacidad de transporte potencial de la escorrentía es el factor limitante de la erosión potencial en el 84.2 % de la zona de estudio (Fig. 3.18.c).

El mapa de pérdida de suelo real se ha obtenido mediante los mapas de desagregación total y de capacidad de transporte de la escorrentía real, obteniendo un valor medio y máximo de 3.6 y $111.3 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ (Fig. 3.18.b). En este último mapa la capacidad de transporte de la escorrentía ha sido el factor limitante de la erosión del suelo en el 99.3 % de la Cuenca de Estaña, mientras que la tasa total de desagregación de las partículas de suelo lo ha sido en el 0.1 % de los píxeles. Las zonas de no erosión representan el 0.6 % de la zona de estudio y corresponden a los canchales, zonas urbanas y áreas de pendiente nula. La pérdida total de suelo en la zona de estudio es de $256\,390 \text{ Mg año}^{-1}$.

El histograma de las tasas de pérdida real de suelo anual muestra una distribución regular y de relación inversa entre el incremento de la pérdida de suelo y el área asociada a la misma (Fig. 3.18.d). Además, este histograma muestra un sesgo frente al de erosión potencial para las mayores tasas de pérdida de suelo debido al factor limitante de la capacidad de transporte de la escorrentía. A pesar de las marcadas diferencias en los valores y distribución espacial de la pérdida de suelo entre los mapas de erosión potencial y real, el valor máximo de pérdida de suelo es el mismo en los dos mapas, y corresponde a una zona de suelo desnudo en una superficie de elevada pendiente en la Cuenca del Estanque de Arriba.

Pérdida de suelo estimada vs. pérdida de suelo tolerable

Utilizando los mismos intervalos de pérdida de suelo que los propuestos en el análisis de resultados del modelo RUSLE, se ha calculado el área asociada a los diferentes niveles de erosión (Tabla 3.13). El 81.4 % de la superficie estudiada presenta valores de erosión bajos o muy bajos ($< 5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$), mientras que sólo el 5.7 % de la superficie está asociada a tasas de erosión altas, muy altas o extremas.

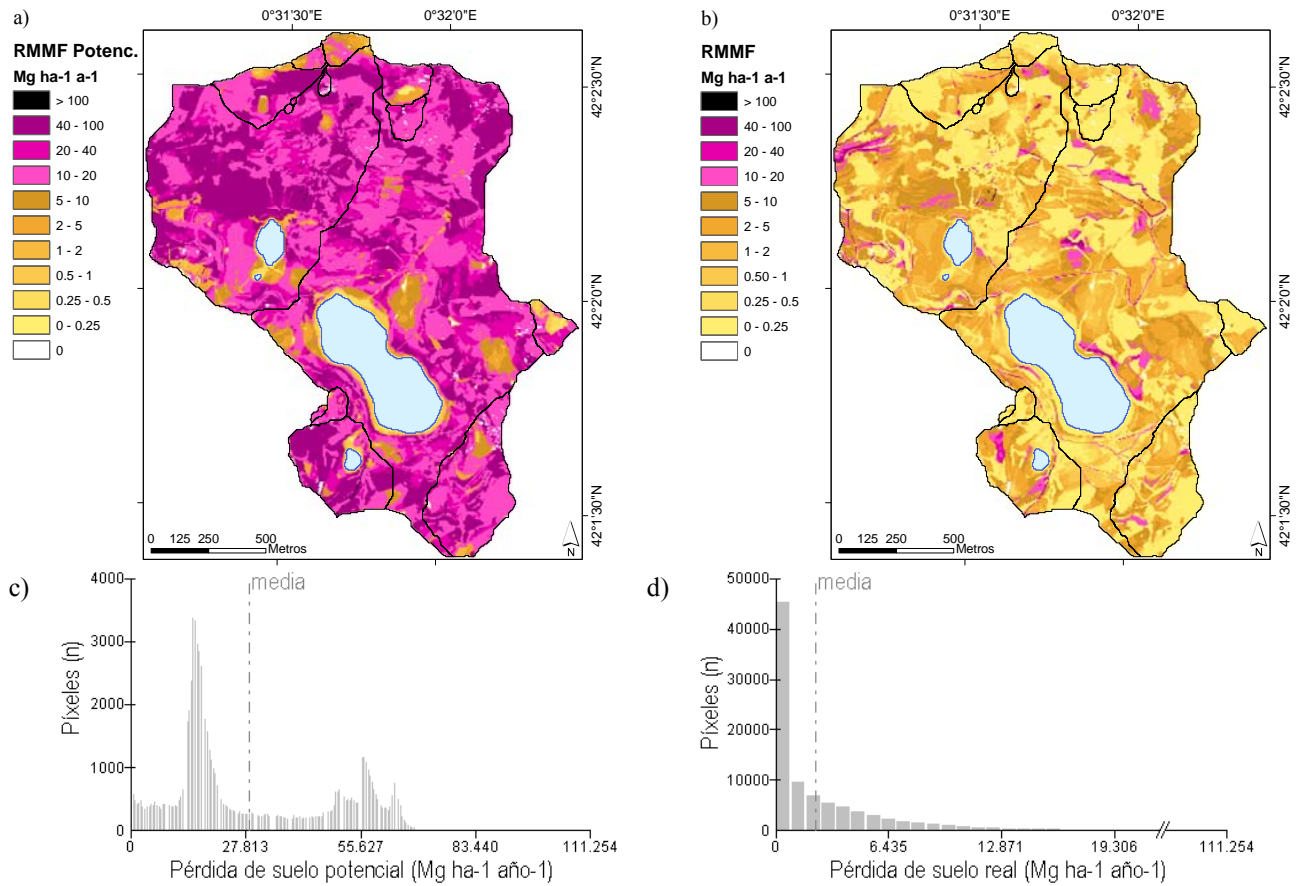


Fig. 3.18 Mapas de pérdida de suelo potencial (a) y real (b), e histogramas asociados (c y d) para el modelo RMMF.

Tabla 3.13 Superficie de la Cuenca de Estaña con diferentes niveles de erosión.

Categoría	Pérdida de suelo promedio anual		Área	
	Mg ha ⁻¹ año ⁻¹		ha	%
No erosión	0		1.65	0.72
Baja	0 – 1		115.47	50.61
Media	1 – 5		70.16	30.75
Tolerable	5 – 10		27.98	12.26
Alta	10 – 20		8.90	3.90
Muy alta	20 – 40		2.70	1.18
Extrema	> 40		1.32	0.58

Tasas de erosión por uso, tipo de suelo y unidad geomorfológica

El cálculo de la erosión para cada uso del suelo y cubierta de vegetación muestra que las mayores pérdidas de suelo tienen lugar en los suelos desnudos y caminos de tierra (> 25 Mg ha⁻¹ año⁻¹), con valores de erosión muy altos y altos, respectivamente, y con una elevada variabilidad (desviación típica > 24 Mg ha⁻¹ año⁻¹) (Tabla 3.14). La pérdida de suelo calculada en los cultivos se encuentra dentro del rango de pérdida tolerable, mientras que las demás cubiertas y usos presentan valores de erosión bajos o muy bajos. Las menores tasas de erosión (< 0.5 Mg ha⁻¹ año⁻¹

¹) se han obtenido en los pastos, campos abandonados antiguos, quejigos, bosque mediterráneo denso, arbustos densos, chopos, pinares y vegetación lacustre. Estos resultados muestran una relación inversa entre los parámetros de intercepción de la lluvia y cubierta del dosel y las tasas de erosión calculadas, de tal modo que a mayor cobertura e intercepción menor erosión (López-Vicente et al., 2008a).

Tabla 3.14 Pérdida de suelo anual por uso del suelo y cubierta de vegetación.

Uso del suelo		Pérdida promedio anual de suelo (Mg ha ⁻¹ año ⁻¹)					
		mínima	máxima	media	desv.típica	total	% del total
Antrópico	Camino de tierra	0	106.90	29.42	24.93	37514	13.9
	Cebada de invierno (total)	0	74.42	5.26	6.28	137257	50.9
	Cebada de invierno (lagos)	0	74.42	4.71	6.45	46884	17.4
	Cebada de invierno (ladera)	0	63.66	5.60	6.15	90372	33.5
	Pasto	0	0.21	0.04	0.04	87	< 0.1
	Olivo y/o almendro	0	17.83	2.37	2.65	1051	0.4
	Campo abandonado antiguo	0	0.64	0.12	0.10	510	0.2
	Campo abandonado reciente	0.02	10.56	1.98	1.90	7314	2.7
Natural	Suelo desnudo	5.29	111.25	38.33	29.63	6785	2.5
	Quejigo	0	0.48	0.08	0.08	271	0.1
	Bosque mediterráneo denso	0	0.73	0.12	0.09	1954	0.7
	Bosque mediterráneo abierto	0	30.42	3.49	3.02	57581	21.3
	Arbusto denso	0	0.17	0.02	0.02	222	0.1
	Arbusto disperso	0	12.85	3.87	3.44	18762	6.9
	Chopo	0	0.12	0.02	0.03	4	< 0.1
	Vegetación lacustre	0	5.81	0.34	0.61	728	0.3
	Pinar	0	0.01	< 0.01	< 0.01	1	< 0.1

Las tasas de erosión calculadas por unidad geomorfológica muestran, en conjunto, valores de erosión promedio inferiores a la tasa de pérdida de suelo tolerable (Tabla 3.15). Las mayores tasas de erosión se han calculado para los afloramientos masivos de yeso y las zonas de elevada pendiente (> 4 Mg ha⁻¹ año⁻¹). Estas dos unidades, junto con la de cárcavas, son las que presentan la mayor variabilidad en los valores de erosión (desviación típica > 8 Mg ha⁻¹ año⁻¹). Las unidades de cárcavas, depósitos aluviales, coluviales, de relleno de dolina y de fondo de valle plano presentan pérdidas de suelo medias (2.2 < erosión > 3.1 Mg ha⁻¹ año⁻¹), a pesar de que los máximos valores de erosión calculados aparecen en las cárcavas y laderas de elevada pendiente (> 100 Mg ha⁻¹ año⁻¹), mientras que la tasa de erosión más baja aparece en las dolinas.

Tabla 3.15 Pérdida de suelo anual por unidad geomorfológica.

Unidad geomorfológica	Pérdida promedio anual de suelo (Mg ha ⁻¹ año ⁻¹)					
	mínima	máxima	media	desv.típica	total	% del total
Ladera	0	111.25	4.00	8.82	116215	75.8
Cárcava	0	102.96	2.73	10.31	3531	2.3
Depósito aluvial	0	18.36	3.07	2.76	1225	0.8
Depósito coluvial	0	91.17	2.19	4.61	9071	5.9
Dolina	0	47.85	1.58	3.98	1965	1.3
Depósito de relleno de dolina	0	58.29	2.48	4.78	11626	7.6
Depósito de fondo de valle plano	0	13.95	2.20	2.27	4289	2.8
Afloramiento masivo de yeso	0	74.42	4.25	8.98	5392	3.5

Tabla 3.16 Pérdida de suelo anual por tipo de suelo.

Tipo de suelo	Pérdida promedio anual de suelo (Mg ha ⁻¹ año ⁻¹)					
	mínima	máxima	media	desv.típica	total	% del total
Calcisol hipercálcico	0	34.25	1.48	2.59	5146	1.9
Calcisol háplico	0	102.97	2.90	5.83	26927	10.0
Calcisol háplico + Leptosol háplico	0	103.47	3.65	7.96	26673	9.9
Calcisol háplico + Regosol gypsico	0	39.59	3.77	4.43	8224	3.0
Calcisol háplico + Vertisol	0	21.26	3.29	2.85	1135	0.4
Calcisol léptico	0	79.29	2.22	4.98	14545	5.4
Gleysol háplico	0	25.49	1.68	2.23	2500	0.9
Gleysol háplico + Fluvisol + Vertisol	0	14.92	0.65	1.17	1476	0.5
Gypsisol háplico	0	103.03	4.07	9.38	20073	7.4
Gypsisol lúvico	0	50.60	3.73	4.57	6040	2.2
Leptosol háplico	0	12.48	2.75	2.82	2628	1.0
Leptosol lítico	0.02	111.25	7.06	9.89	19296	7.1
Leptosol lítico + Calcisol léptico	0	99.60	3.54	7.89	67513	25.0
Leptosol lítico + Regosol lítico	0	42.32	4.99	6.98	8158	3.0
Leptosol réndzico	0	13.08	0.52	1.11	1178	0.4
Leptosol réndzico + Kastanozem crómico	0	12.26	0.55	0.92	1277	0.5
Regosol gypsico + Calcisol háplico	0	101.72	2.82	5.89	42213	15.6
Regosol gypsico + Gypsisol háplico	0	41.71	2.48	3.42	4273	1.6
Regosol gypsico + Vertisol	0	7.66	2.13	1.32	2330	0.9
Regosol háplico	0	52.11	2.05	3.32	6652	2.5
Regosol háplico (costra)	0	57.43	1.38	4.96	1772	0.7

Para los diferentes tipos de suelo, la tasa promedio más alta, el máximo valor de erosión y la mayor variabilidad espacial se han registrado en los Leptosoles líticos, mientras que los Gleysoles háplicos y los Leptosoles réndzicos presentan las tasas de erosión promedio más bajas

(Tabla 3.16). Además, la erosión total registrada en los Leptosoles líticos con Calcisol léptico suma el 25 % de la erosión total registrada en la Cuenca de Estaña, a pesar de que su extensión es el 19 % del área total de estudio. Dentro de los principales grupos de suelos, los Gypsisoles y los Regosoles gypsicos presentan los valores de erosión promedio más homogéneos para sus diferentes tipos de suelo.

3.2.7 Conclusiones

El modelo RMMF ha permitido el cálculo de las tasas de erosión y la elaboración de los mapas correspondientes, de un modo sencillo y rápido. En la Cuenca de Estaña, las áreas con mayor riesgo de pérdida de suelo se han identificado en los caminos y áreas de suelo desnudo, con valores promedio de erosión próximos a la degradación irreversible del terreno. También se han obtenido valores elevados de erosión en los campos de cultivo en laderas, en las zonas de elevada pendiente con o sin desarrollo de cárcavas, en las zonas con afloramientos masivos de yeso, en los depósitos aluviales y en los Leptosoles líticos, con tasas de erosión muy próximas o en torno al límite de la pérdida de suelo tolerable. Las predicciones de erosión anual del modelo RMMF para la Cuenca de Estaña muestran un valor promedio inferior a la pérdida de suelo tolerable en las cubiertas y usos del terreno naturales.

Las limitaciones observadas en la aplicación de este modelo se refieren al cálculo del volumen de la escorrentía superficial acumulada, ya que no se incluye ningún parámetro relativo a la conductividad hidráulica del suelo, a los procesos de saturación de los horizontes superficiales del mismo, ni tampoco el cálculo del flujo acumulado que se produce desde la cabecera aguas abajo. Por último, la variabilidad mensual de los parámetros de intercepción de la lluvia por la vegetación, de cubierta del suelo y de cubierta de la vegetación sugiere la necesidad de calcular la pérdida de suelo a una escala temporal de mayor detalle, con objeto de cuantificar la influencia de la variación de estos parámetros en los procesos y en las tasas de erosión.

3.3 Análisis comparativo de los modelos RUSLE y RMMF

3.3.1 Relación entre parámetros fisiográficos y tasas de erosión

Se ha analizado la relación entre los parámetros fisiográficos y edáficos con las tasas de erosión estimadas mediante los modelos RUSLE y RMMF en los 227 puntos de muestreo de la Cuenca de Estaña (Fig. 2.12.a) mediante la aplicación *StatGraphics Plus v 5.1*. Los parámetros fisiográficos (variables independientes) considerados son los siguientes: altitud (m s.n.m.), pendiente (%), orientación (°), radiación solar acumulada anual (kWh m^{-2}), humedad del suelo promedio anual (% Vol), longitud del flujo medida desde la cabecera aguas abajo (m), cubierta de la vegetación (% de la superficie cubierta), profundidad de suelo (m), contenido en materia orgánica (%), en rocas (% en peso), y en arcilla (%), conductividad hidráulica saturada (K_{fs} , mm día^{-1}), y densidad del suelo (Mg m^{-3}).

El grado de dependencia lineal entre los parámetros se ha establecido mediante un análisis de componentes principales. Los valores de los parámetros de las trece ecuaciones posibles se han estandarizado sustrayendo sus medias y dividiéndolos por sus desviaciones típicas. El resultado obtenido muestra que existen cuatro componentes con un autovalor mayor o igual a 1.0 y que juntos explican el 54 % de la varianza, mientras que los dos primeros componentes explican el 23 y el 12 % de la varianza, respectivamente (Fig. 3.19). El primer componente se correlaciona significativamente con los parámetros de profundidad, humedad, materia orgánica y altitud, mientras que el segundo tiene una relación significativa con los de humedad, radiación solar, orientación, cubierta de la vegetación, conductividad hidráulica saturada y contenido en piedras.

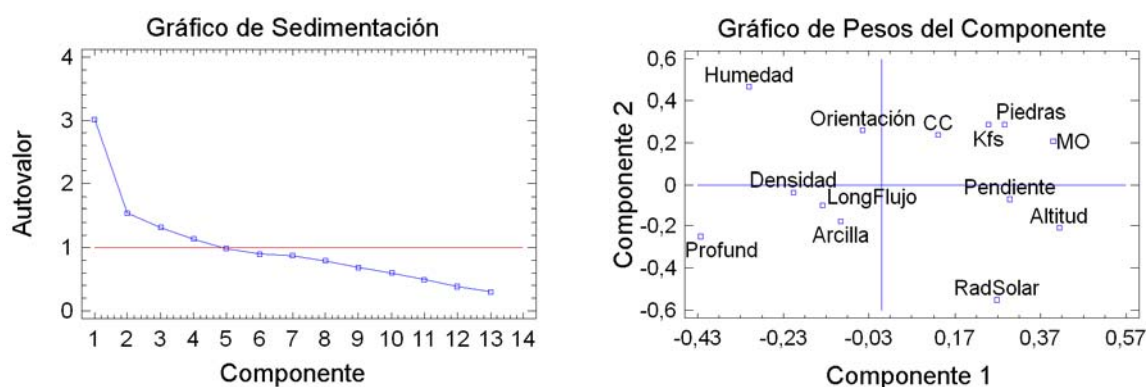


Fig. 3.19 Gráfico de sedimentación y del peso de los parámetros del análisis de componentes principales.

El análisis de regresión lineal múltiple entre los trece parámetros fisiográficos y edáficos seleccionados y las tasas de erosión del modelo RUSLE ($p \leq 0.01$) determina que los parámetros de cubierta de la vegetación, conductividad hidráulica saturada, pendiente y contenido en piedras

explican un 21 % de la varianza de las tasas de erosión del modelo RUSLE, con un error absoluto medio de 2.9.

Un análisis similar entre las tasas de erosión del modelo RMMF y los trece parámetros mencionados indica que el modelo ($p \leq 0.01$) explica un 27 % de la varianza de las tasas de erosión predichas con este modelo, con un error absoluto medio de 3.6. Los parámetros de cubierta de la vegetación, pendiente y contenido en piedras son los más significativos para explicar la varianza de las tasas de erosión del modelo RMMF.

Los resultados de este análisis indican que el mismo número de parámetros fisiográficos explican un mayor porcentaje de la varianza de las tasas de erosión del modelo RMMF frente a la RUSLE. Sin embargo, un alto porcentaje de la varianza de la erosión en ambos modelos permanece sin explicar debido a la complejidad de los procesos de erosión y de las relaciones establecidas entre los parámetros de entrada en los modelos RUSLE y RMMF. El factor de cubierta de la vegetación, asociado a los diferentes usos del suelo, es el parámetro que explica un mayor porcentaje de la varianza de las tasas de erosión predichas por ambos modelos. (Fig. 3.20).

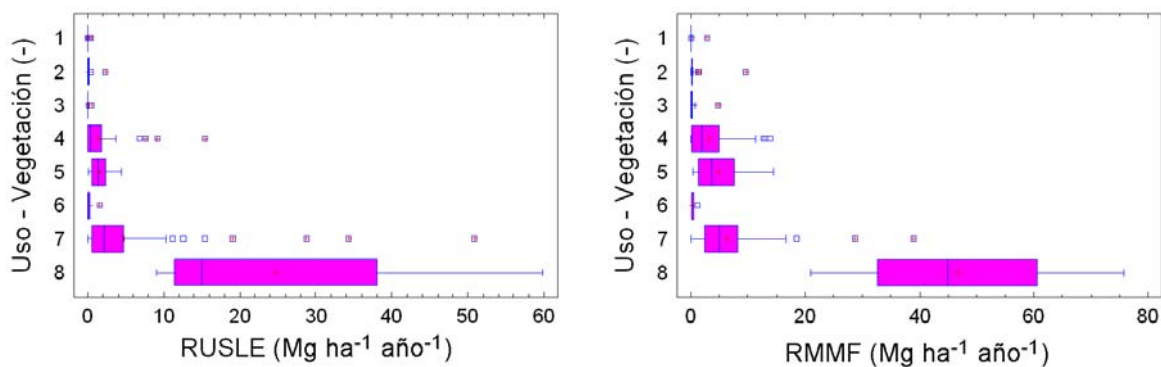


Fig. 3.20 Distribución de los valores de erosión estimados mediante los modelos RUSLE y RMMF para los principales usos del suelo: arbusto denso (1), bosque denso, pinar y chopo (2), quejigar (3), bosque abierto, bosque abandonado antiguo y frutal (4), arbusto abierto y campo abandonado reciente (5), pasto y vegetación lacustre (6), cultivo (7), y camino y suelo desnudo (8).

3.3.2 Análisis comparativo de los mapas de erosión RUSLE y RMMF

El mapa de pérdida de suelo estimada mediante el modelo RMMF presenta un valor medio ($3.6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) que es un 54 % superior al del valor medio del mapa de erosión predicho con el modelo RUSLE ($2.3 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$). Ambos valores son inferiores a la tasa de pérdida de suelo tolerable ($6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$). Estos resultados difieren de los de Svorin (2003) en la cuenca Simeto (Sicilia, Italia) donde se obtuvieron menores tasas de erosión con el modelo MMF respecto al modelo USLE.

Existe una buena correlación entre las tasas de erosión obtenidas mediante los modelos RUSLE y RMMF en los 227 puntos de muestreo de la Cuenca de Estaña (r Pearson = 0.73) (Fig. 3.21.a). Considerando las muestras situadas en zonas de vegetación natural la correlación aumenta (r Pearson = 0.87), mientras que en los campos de cultivo no existe correlación (r Pearson = 0.27). A pesar de las diferencias entre los valores promedios de erosión de los mapas de los modelos RMMF y RUSLE, el área de estudio con erosión alta, muy alta o extrema es similar en ambos modelos, con un 5.7 y un 4.7 % de la superficie, respectivamente, lo que representa un 21 % más de superficie con altas tasas de erosión según el modelo RMMF (Fig. 3.21.b).

Las tasas de erosión promedio más altas se han obtenido para los mismos usos del suelo en los dos modelos, en áreas de suelo desnudo y caminos de tierra, con un incremento en las tasas de erosión para estos usos respecto del modelo RUSLE del 6 y del 57 %, respectivamente. Además, los pastos, campos abandonados antiguos, bosques de quejigos y mediterráneo denso, arbustos densos, chopos, vegetación lacustre y pinares presentan tasas de erosión muy bajas ($< 1 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) en ambos modelos. Los valores de erosión promedio calculados para los cultivos de cebada se sitúa en torno a las $5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en ambos modelos.

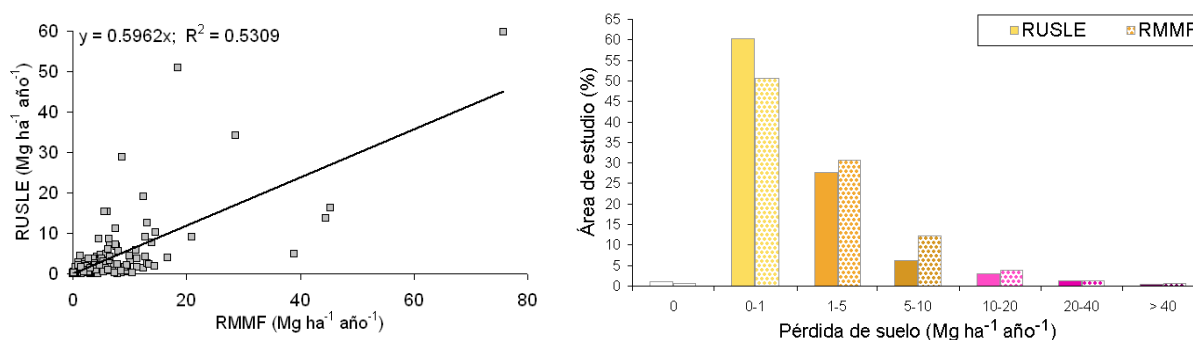


Fig. 3.21 Correlación entre las tasas de erosión calculadas con los modelos RUSLE y RMMF en los 227 puntos de muestreo (a), y porcentaje del área de estudio asociado a las distintas categorías de pérdida de suelo (b).

Los afloramientos masivos de yeso son la unidad geomorfológica con la tasa de erosión más alta, y con valores casi idénticos según ambos modelos. También coinciden en que la estimación de la tasa de erosión más baja se produce en las dolinas, si bien con tasas de erosión diferentes. Sin embargo, se registran importantes diferencias en las tasas de pérdida de suelo calculadas en las cárcavas y depósitos de fondo de valle plano, obteniendo valores de erosión bajos con el modelo RUSLE y muy bajos con el modelo RMMF. En las áreas situadas en las proximidades de las divisorias entre las distintas cuencas o en la cabecera de las líneas de drenaje, la erosión estimada por el modelo RUSLE es significativamente inferior a la obtenida mediante el modelo RMMF. Este hecho se explica por el importante papel que juega el factor LS en el modelo RUSLE, lo que

pone de relieve la importancia del mapa de flujo acumulado, frente a la ausencia de algún parámetro asociado a la red de drenaje o a la longitud del flujo en el modelo RMMF. Por otro lado, en las zonas situadas en áreas planas, de pendiente nula, la tasa de erosión obtenida con ambos modelos ha sido cero (Fig. 3.22.a y b).

Si se consideran los distintos tipos de suelo, las diferencias obtenidas son muy significativas, ya que las tasas más altas según el modelo RUSLE aparecen en los Gypsisoles háplicos seguidos de los Regosoles gypsicos, y las más bajas en los Leptosoles líticos con Regosol lítico. En el modelo RMMF son también los Leptosoles líticos con Regosol lítico y los Leptosoles líticos los tipos de suelos con las tasas más altas de erosión, y los Gleysoles y Leptosoles réndzicos los que presentan las tasas más bajas. La comparación de los valores de pérdida de suelo estimados con los modelos RUSLE y RMMF indica que las predicciones de ambos modelos son muy sensibles frente a los distintos usos y cubiertas de vegetación, moderadamente sensibles frente a la geomorfología de la zona de estudio y muy poco sensibles frente a los distintos tipos de suelo.

Es necesario destacar que en la aplicación de ambos modelos de predicción se puede producir la subestimación de la erosión, debido al uso de los valores de precipitación de la estación climática de Canelles, frente a los de la estación reconstruida de Estaña, cuyo valor de precipitación promedio anual es un 31 % superior al de la estación de Canelles. El criterio seguido en la elección de la estación de Canelles se debe a que es la única estación que presenta un registro de precipitación cada 15 minutos, frente a la reconstruida de Estaña con un registro diario que resulta insuficiente para el cálculo correcto del factor *R* del modelo RUSLE. La comparación de las tasas obtenidas con ambos modelos ha requerido utilizar la misma serie climática.

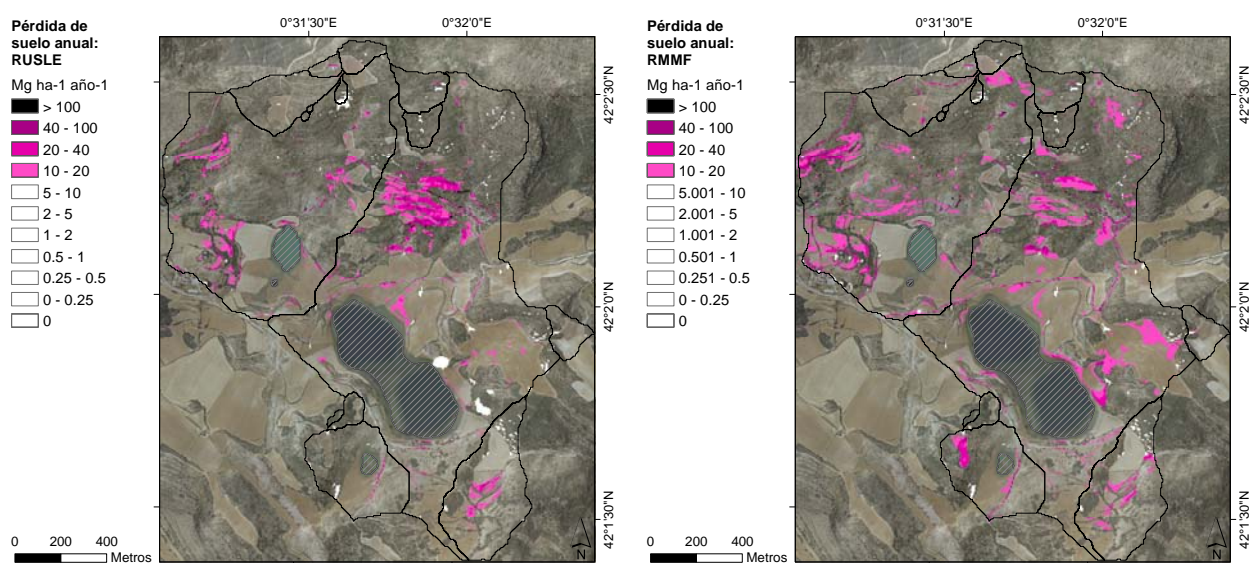


Fig. 3.22 Áreas de no erosión (color blanco) y con tasas de erosión alta (10 – 20 Mg ha⁻¹ año⁻¹), muy alta (20 – 40 Mg ha⁻¹ año⁻¹) e irreversible (> 40 Mg ha⁻¹ año⁻¹), estimadas con los modelos RUSLE (a) y RMMF (b).

Capítulo 4. Variabilidad temporal y espacial de la escorrentía y de la erosión. Redistribución del suelo en la Subcuenca Piloto y validación con ^{137}Cs

La aplicación de los modelos RUSLE y RMMF ha permitido el cálculo de la erosión hídrica del suelo y la localización de las zonas más vulnerables frente a este proceso, pero no la identificación de las áreas de acumulación del suelo erosionado, ni la cantidad neta de pérdida y acumulación de suelo en la Cuenca de Estaña. Por otra parte, las diferentes tasas de erosión obtenidas mediante ambos modelos para los distintos usos, tipos de suelo y unidades geomorfológicas, plantea la necesidad de modelizar los procesos de pérdida y redistribución del suelo a una escala de mayor detalle, para una mejor identificación tanto de los procesos como de las limitaciones de estos modelos.

Las variaciones mensuales y estacionales del clima y de la fenología de los cultivos y de la vegetación natural en los agroecosistemas mediterráneos responden a un patrón temporal conocido que se refleja en la variabilidad mensual de los valores de los parámetros de entrada y de los factores calculados en los modelos RUSLE y RMMF. La valoración de la importancia relativa de los parámetros climáticos, edáficos, fenológicos y de gestión de las cubiertas y usos del suelo en las tasas de erosión calculadas para cada mes del año, precisa identificar y caracterizar los diferentes periodos erosivos existentes a lo largo del año.

Para analizar el impacto de la escorrentía acumulada y de sus diferentes métodos de cálculo sobre la pérdida de suelo se plantea aplicar y adaptar diferentes algoritmos de flujo acumulado al modelo RMMF. El cálculo de la escorrentía efectiva acumulada y de la pérdida de suelo se realiza en la cuenca del Estanque Grande de Abajo.

Una de las cuestiones fundamentales en la modelización de los procesos de redistribución del suelo es el cálculo preciso del volumen de la escorrentía disponible para la erosión y transporte de las partículas erosionadas. Para dar respuesta a esta cuestión se propone un nuevo modelo físico de erosión y redistribución del suelo a escala mensual, en el que se presta especial atención a los procesos hidrológicos que tienen lugar antes y durante la formación de la escorrentía superficial acumulada. Entre estos procesos destacan el tiempo y volumen necesarios de saturación del suelo, el efecto de la humedad precedente, el almacenamiento de agua en la superficie del suelo debido a la rugosidad y sistemas de laboreo aplicados, y los diferentes patrones de drenaje de la escorrentía en función de la intensidad máxima de la lluvia. Este nuevo

modelo pretende, además, dar respuesta a la cuestión de dónde y en qué cantidad se produce la pérdida y acumulación netas de suelo. El modelo se aplica en la Subcuenca Piloto de la Cuenca de Estaña y los resultados obtenidos se validan frente a la redistribución del suelo cuantificada mediante ¹³⁷Cs.

4.1 Identificación de periodos erosivos

La pérdida de suelo en zonas agrícolas se ha investigado intensamente a lo largo de las últimas décadas aunque las variaciones mensuales en las tasas de erosión se han descrito en pocas ocasiones. Sin embargo, existe un amplio consenso en que la mayor parte de la pérdida de suelo y de la exportación de sedimento tiene lugar durante los eventos de alta intensidad de precipitación y volumen de escorrentía (Lecce et al., 2006) que además, se producen en determinados meses y en unos pocos días al año (González-Hidalgo et al., 2007). Los procesos de erosión dominantes dependen de la intensidad de la precipitación tanto en los eventos de baja intensidad, en los que la erosión por salpicadura es el proceso predominante en las zonas entregueros, como durante los eventos de alta intensidad en los que la erosión en las zonas de regueros es el proceso dominante debido al elevado volumen de escorrentía generado (Kuhnert et al., 2007).

La variación mensual del factor *K* de erodibilidad del suelo se debe, principalmente, a las variaciones en el contenido de humedad en el suelo (Knapen et al., 2007), y en menor medida, a las variaciones de temperatura (procesos de hielo–deshielo). Los diferentes valores de erodibilidad del suelo explican las diferencias en su resistencia frente a los procesos de erosión producidos por la escorrentía. En condiciones invernales, en las que el suelo permanece congelado durante varias semanas o meses, o bajo continuos procesos de hielo–deshielo, tienen lugar modificaciones significativas en la estabilidad de los agregados y en la estructura del suelo, produciéndose un incremento en su erodibilidad y en consecuencia en la erosión observada. Los modelos de predicción de pérdida de suelo que incorporan las variaciones estacionales de la erodibilidad del suelo, mejoran la precisión de sus estimaciones (Kværnø y Øygardena, 2006).

Los restos de vegetación protegen el suelo durante los eventos de lluvias intensas al controlar el volumen de escorrentía generada y reducir las tasas de erosión, frente a los suelos con escasa o nula cubierta vegetal viva o muerta (Bochet et al., 2006). En las áreas de cultivo se observa la aparición de nuevas formaciones superficiales erosivas después de la cosecha y sobre todo tras la recolección de los rastrojos debido a que el suelo permanece desnudo durante un largo periodo de tiempo en el que se incrementa la erosión por escorrentía. Por otro lado, la disminución de la

rugosidad ocasionada por la maquinaria durante la cosecha y bajo condiciones de suelo desnudo incrementa la pérdida de suelo en terrenos agrícolas (Gómez y Nearing, 2005). Además, se han medido variaciones estacionales en la erodibilidad del suelo para diferentes prácticas de laboreo sobre un mismo cultivo y localidad (Knapen et al., 2007). Por lo tanto, las prácticas agrícolas juegan un papel relevante en el control de los procesos de erosión y transporte del suelo.

En los agroecosistemas mediterráneos los suelos son muy vulnerables a los cambios en los citados parámetros y las tasas de pérdida de suelo alcanzan valores muy altos en algunas áreas (Arnaez et al., 2007; Navas et al., 2005; Quine et al., 1994). Además, dentro de la dinámica del cambio climático, se ha observado un incremento en la frecuencia de eventos extremos, especialmente en áreas mediterráneas (Tapiador et al., 2007). Por lo tanto, la adopción de medidas de control de la erosión adaptadas a las prácticas agrícolas locales es una necesidad urgente.

Para identificar y caracterizar los diferentes periodos erosivos que tienen lugar a lo largo del año se analizan los valores mensuales de los parámetros del modelo RUSLE de erosividad (EI_{30}) e intensidad máxima (I_{30}) por evento de lluvia erosiva, el número de eventos erosivos (EE), las tasas de erodibilidad máxima (K_{max}), mínima (K_{min}) y media (K_{nom}) del suelo, y los valores quincenales de la tasa de pérdida de suelo (SLR_i). En este análisis se ha introducido la variabilidad estacional del factor de humedad antecedente del suelo, medido en varios puntos de control en la Cuenca de Estaña (Tabla 2.4).

Para llevar a cabo este análisis se han seleccionado los campos de cultivo situados en los alrededores de los lagos (Fig. 4.1.a) ya que este uso del suelo es el único que presenta variaciones significativas del factor C a lo largo del año. Los parámetros topográfico LS y de medidas de conservación del suelo P se mantienen constantes a lo largo del año, y por lo tanto no se han incluido en la identificación de los periodos de erosión aunque sí se han considerado en el cálculo de las tasas de erosión.

Siguiendo el calendario de prácticas agrícolas, los valores de los parámetros seleccionados se han ordenado de noviembre a octubre ya que la siembra se lleva a cabo entre finales de octubre y principios de noviembre. A partir de la distribución mensual de los citados parámetros se han identificado tres periodos erosivos diferentes ($PE-I$, $PE-II$ y $PE-III$) asociados a valores de mayor a menor pérdida de suelo, respectivamente (Fig. 4.1.b).

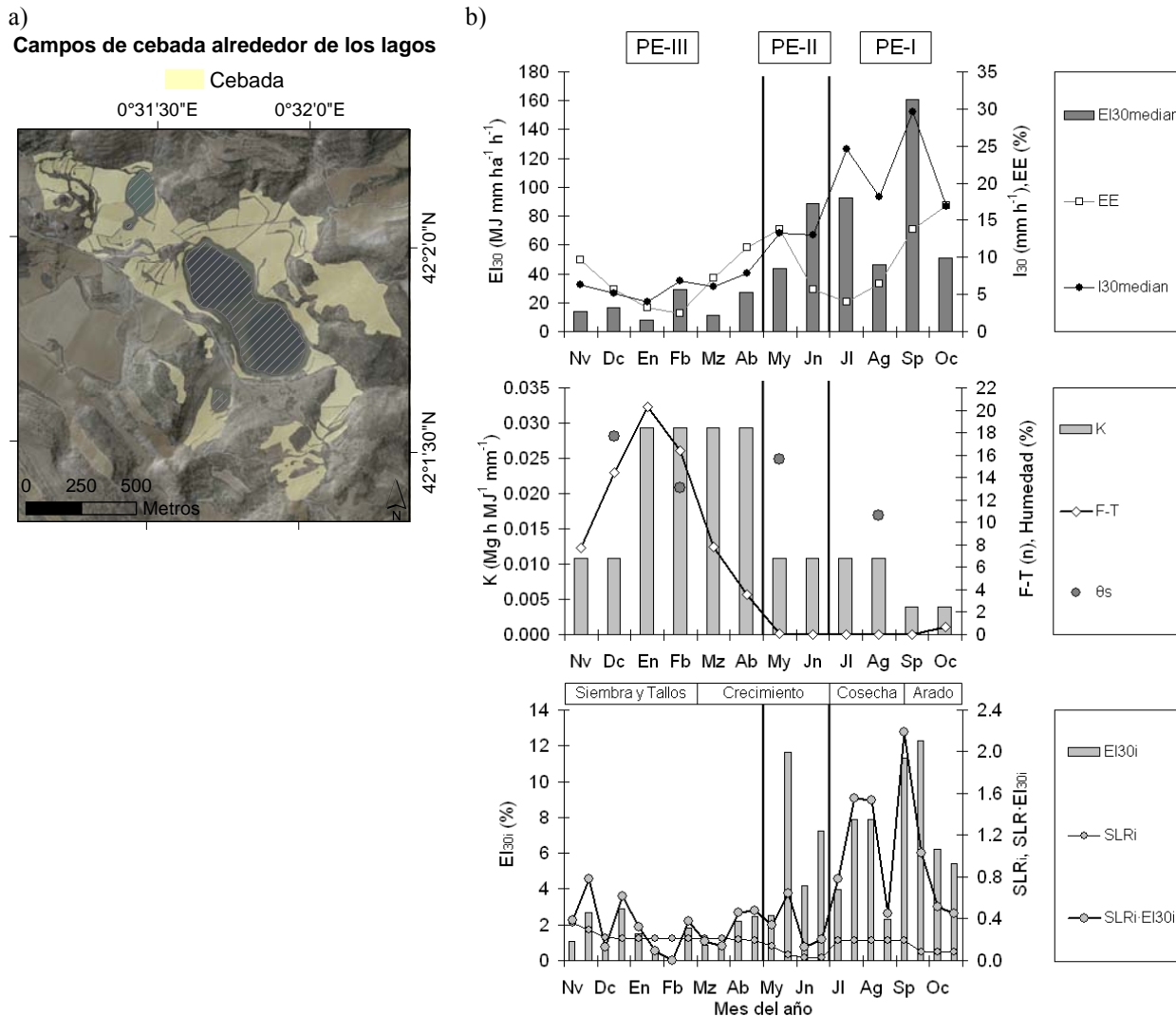


Fig. 4.1 Campos de cultivo seleccionados para la identificación y caracterización de los periodos erosivos (a). Valores mensuales de EI_{30} , I_{30} , número de eventos erosivos, erodibilidad, número de ciclos de hielo – deshielo, y valores estacionales del contenido volumétrico de agua en el suelo; valores quincenales de SLR_i , de EI_{30i} y del producto de ambos; y duración temporal de los periodos erosivos identificados (b).

4.1.1 Características de los periodos erosivos

El primer periodo erosivo (*PE-I*) tiene una duración de cuatro meses, de julio a octubre, y se caracteriza por los valores más altos de EI_{30} e I_{30} (Tabla 4.1). Durante este periodo se produce el 41 % del total de eventos erosivos durante un año promedio. Las tormentas erosivas típicas del *PE-I* tienen una duración media de 712 minutos, coincidiendo con las tormentas convectivas de alta intensidad máxima de finales del verano y comienzos del otoño (Llasat, 2001) (Fig. 4.2.a). Por otro lado, durante el *PE-I* se registran los valores más bajos del contenido volumétrico de agua en el suelo y casi ningún ciclo de hielo – deshielo. De acuerdo a estas condiciones, las menores tasas de erodibilidad del suelo se registran durante este periodo. El valor medio obtenido del parámetro SLR_i de gestión de las cubiertas ha sido de 0.15 (Tabla 4.1).

El comienzo del *PE-I* coincide con las labores de cosecha y termina con las labores de arado y preparación del terreno antes de la siembra, por lo que el suelo permanece casi desnudo, salvo por la cubierta superficial de rastrojos, durante todo este periodo (Fig. 4.2.b). La política agrícola común (PAC) de la Unión Europea establece una serie de medidas de obligado cumplimiento entre las que se incluye la prohibición del inicio del arado en los cultivos en surco antes del uno de septiembre, al objeto de preservar el suelo frente a los procesos de erosión asociados a las tormentas de verano (Real Decreto 2352/2004 – BOE, 2004).

El segundo periodo erosivo (*PE-II*) tiene una duración de sólo dos meses, mayo y junio, y se caracteriza por tener el valor más bajo de SLR_i (0.05) (Tabla 4.1) debido a la máxima protección del suelo por la vegetación que se encuentra al final de su periodo de crecimiento. Los valores medios de EI_{30} e I_{30} son inferiores a los registrados durante el *PE-I* y la duración de una tormenta típica es de 864 minutos, ligeramente superior a la del *PE-I* (Fig. 4.2.c). Durante el *PE-II* se registran los valores más altos de humedad precedente del suelo por lo que la erodibilidad es ligeramente superior a la registrada durante el *PE-I* (Tabla 4.1). Sin embargo, durante el *PE-II* no tiene lugar ningún proceso de hielo – deshielo (López-Vicente et al., 2008b). Estos resultados coinciden con los obtenidos por Renschler et al. (1999) en la cuenca del río Guadalteba (211 Km², Málaga), al obtener los valores más bajos de SLR_i en los meses de mayo y junio para tres rotaciones de cultivos de leguminosas y gramíneas.

El tercer periodo erosivo (*PE-III*) es el de mayor duración y se extiende del mes de noviembre al de abril. Este periodo presenta los valores más bajos de EI_{30} e I_{30} y la duración de un evento de lluvia característico es de 1155 minutos (Tabla 4.1; Fig. 4.2.e). Sin embargo, la tasa de erodibilidad del suelo alcanza su valor más alto durante este periodo, siendo tres veces superior a la tasa del factor K durante el *PE-I*. Esto se debe a que la práctica totalidad de los ciclos de hielo – deshielo que tienen lugar durante el año se concentran en el *PE-III* (Fig. 4.2.f) y al elevado contenido de agua en el suelo, que favorece la formación de escorrentía superficial. El valor del parámetro SLR_i es el más alto de los tres periodos, debido a la removilización de los residuos superficiales del suelo y al tiempo prolongado en el que el suelo permanece desnudo o con un bajo porcentaje de cubierta vegetal asociado a las etapas iniciales de crecimiento del cereal.

Para una mejor caracterización de las variaciones temporales del proceso de erosión se han multiplicado los valores promedio de los parámetros EI_{30} , K y $SLR_i \cdot EI_{30i}$ para cada periodo erosivo y por el valor promedio de los factores LS y P en los campos de cultivo seleccionados, calculados estos últimos en los apartados 3.1.4 y 3.1.6, respectivamente. El resultado de este producto es la tasa de pérdida de suelo mensual y total por periodo erosivo. Las menores tasas de erosión se han obtenido para el *PE-II*, mientras que la mayor tasa de erosión mensual

corresponde al *PE-I*. No obstante, el *PE-III* presenta una tasa mensual de pérdida de suelo muy próxima a la del *PE-I*, y la mayor tasa total de pérdida de suelo (Tabla 4.1). Estos resultados coinciden con las mayores tasas de erosión observadas al final del verano y comienzos del otoño por (Regüés y Gallart, 2004) en un paisaje de cárcavas en el sureste de los Pirineos, por Nadal-Romero et al. (2007) en zonas elevadas del Pirineo central, por De Santisteban et al. (2006) en campos de cultivo en Navarra, así como por Mathys et al. (2007) en el sur de los Alpes franceses y por Jakab et al. (2007) en cuenca de Hungría.

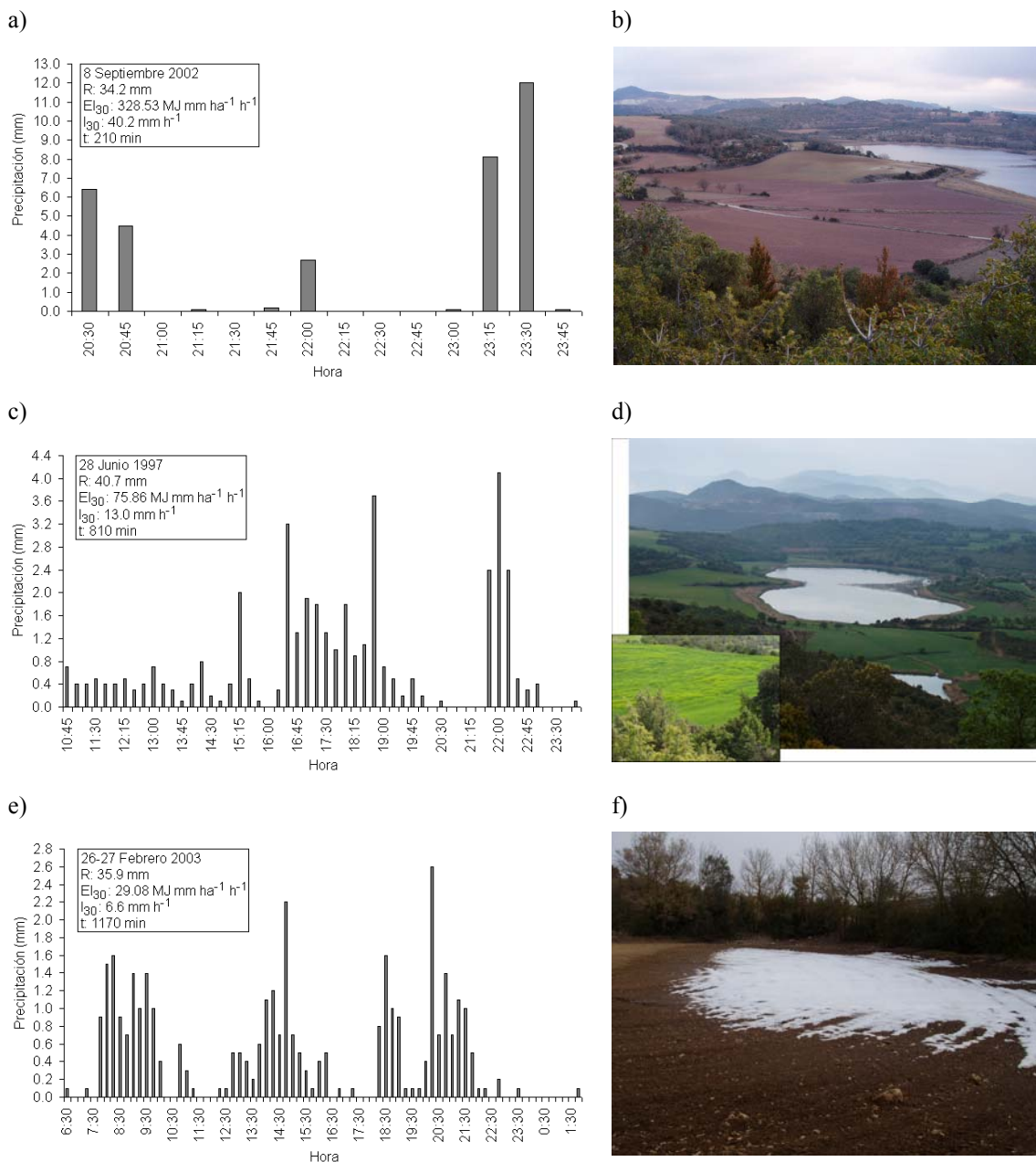


Fig. 4.2 Hietograma de un evento de lluvia característico del PE-I (a), del PE-II (c) y del PE-III (e), y aspecto de la cubierta vegetal asociado al PE-I (b), al PE-II (d), y al PE-III (f).

Tabla 4.1 Duración (T) y valores característicos de erosividad (EI_{30}), intensidad máxima (I_{30}), duración del evento erosivo (EE_t), porcentaje de eventos erosivos (EE), número de ciclos de hielo – deshielo ($F-T$), humedad antecedente del suelo (θ_s), erodibilidad del suelo (K), factor de gestión de las cubiertas (SLR_t) y pérdida de suelo mensual y total para cada periodo erosivo.

Periodo erosivo	T	$EI_{30\text{median}}$	$I_{30\text{median}}$	EE_t	EE	F-T	θ_s	K	SLR_t	Pérdida de suelo	
	mes	MJ mm $ha^{-1} h^{-1}$	mm h ⁻¹	min	%	n	%	Mg h $MJ^{-1} mm^{-1}$	(-)	Mg ha ⁻¹ mes^{-1}	Mg ha ⁻¹
PE-I	4	87.8	22.3	712	41.1	0.2	10.6	0.007	0.15	0.19	0.76
PE-II	2	66.3	13.1	864	19.4	0.0	15.6	0.011	0.05	0.07	0.15
PE-III	6	17.5	6.0	1155	39.5	11.7	15.4	0.023	0.23	0.18	1.11

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto el importante papel que juega el factor de erodibilidad del suelo en la estimación de las tasas de erosión. Por lo tanto, la determinación de este factor de un modo más preciso resulta necesaria para una mejor predicción del patrón temporal de pérdida de suelo. Las mejoras necesarias deberán incluir el efecto de la composición química y mineralógica del suelo, tal y como llevaron a cabo Tejada y Gonzalez (2006) en campos de trigo del sur de España. Además, si la temperatura se incrementa durante los meses de invierno debido al calentamiento global, disminuirá el número de ciclos de hielo – deshielo, y el contenido precedente de agua en el suelo. Estas variaciones conllevarían una disminución en la tasa de erodibilidad del suelo durante el *PE-III* y un menor efecto de los procesos de hielo – deshielo, ya que éstos sólo son efectivos cuando el contenido de agua en el suelo excede el valor de 0.2 g g^{-1} (Bullock et al., 1988). Debido a la importancia del parámetro de humedad del suelo en ambientes mediterráneos, se sugiere la inclusión de un nuevo subfactor de humedad precedente en los modelos de erosión, que resultaría de interés para cuantificar el efecto de las variaciones de este parámetro sobre la pérdida de suelo, especialmente en el contexto del cambio climático. Además, la identificación de los periodos erosivos pone de manifiesto que los factores R y K tienen el mismo peso en el cálculo de las diferentes tasas de erosión predichas mediante el modelo RUSLE para los distintos meses del año.

Las bajas tasas de erosión obtenidas durante el *PE-II* ponen de relieve el importante papel protector de la vegetación y de los restos vegetales que cubren el suelo. Por ello, se propone retrasar el inicio de las labores de arado hasta principios del mes de octubre, en lugar de la fecha de principios de septiembre de la actual normativa en vigor, para así prolongar el efecto protector de los residuos vegetales y disminuir el número de días al año en los que el suelo permanece desnudo. Un incremento del espesor de la biomasa superficial también conduciría a una mayor protección del suelo. Por otro lado, el desarrollo de propuestas que promuevan el desarrollo temprano de la vegetación puede resultar de interés al incrementar el efecto de intercepción de la

lluvia. Estas prácticas no requieren complejas prácticas de laboreo y servirían para incrementar el contenido de materia orgánica en el suelo, y por lo tanto, una disminución del factor K de erodibilidad. Los patrones de lluvia y las técnicas de cultivo de la zona de estudio son representativos de agrosistemas mediterráneos de secano, por lo que los resultados obtenidos se pueden extrapolar a áreas similares de ambientes mediterráneos para mejorar las predicciones de los modelos de erosión.

4.2 Aplicación y adaptación de algoritmos de flujo acumulado para el cálculo de la escorrentía efectiva y de la pérdida de suelo en la Cuenca del Estanque Grande de Abajo

Los mapas precisos de circulación de la escorrentía son fundamentales para la comprensión de la redistribución espacial del agua y del sedimento a escala de cuenca y regional, así como de interés en la identificación de las zonas preferentes de erosión linear, tanto en las divisorias como a lo largo de la ladera (Chaplot et al., 2005; López-Vicente et al., 2005). La localización de las áreas expuestas a altas tasas de erosión es uno de los asuntos de mayor importancia para el desarrollo de planes de conservación del suelo y del agua (Vigiak et al., 2005). Sin embargo, las estimaciones de las líneas de flujo de la escorrentía, del área contributiva unitaria, y de las predicciones espaciales de erosión y acumulación de suelo dependen en gran medida de los algoritmos utilizados para describir el patrón de flujo acumulado (Endreny y Wood, 2001), debido a los diferentes cálculos de divergencia o confluencia de la escorrentía a lo largo del terreno (Takken et al., 2005). Tradicionalmente, el método más utilizado ha sido el algoritmo de flujo único (D8; Vigiak et al., 2006; De Jong et al., 1999), en menor medida los algoritmos de flujo múltiple (MD; Quinn et al., 1991) y recientemente se han comenzado a aplicar los algoritmos de flujo combinado (MDD8; Schauble, 2005).

Se ha seleccionado la Cuenca del Estanque Grande de Abajo para el cálculo de la escorrentía efectiva, al ser la cuenca más grande de las subcuencas endorreicas de la Cuenca de Estaña, por incluir el lago de mayor extensión, y por tener la línea de drenaje de mayor longitud así como un curso de agua semipermanente. Para calcular la escorrentía acumulada efectiva se aplican los tres algoritmos descritos, con dos valores umbrales diferentes en el caso del algoritmo MDD8, al volumen de escorrentía generada por unidad de celda según el modelo RMMF y después se corrige el valor obtenido en función de la infiltración y de la microtopografía del suelo. La escorrentía efectiva calculada se integra al modelo RMMF para calcular la erosión del suelo.

4.2.1 Adaptación del modelo RMMF para el cálculo de la escorrentía efectiva

Vigiak et al. (2005) utilizaron los resultados del modelo RMMF para estimar el patrón espacial de la erosión a través de una versión del modelo original de parámetros distribuidos, en dos pequeñas cuencas en Tanzania y Kenia. La representatividad de los valores del modelo RMMF obtenida por estos autores fue aceptable en zonas de ladera, aunque pobre en los elementos geomorfológicos del fondo de los valles debido a la ausencia de limitaciones en el cálculo de la escorrentía superficial acumulada a lo largo de las zonas contributivas netas. En un trabajo

posterior, Vigiak et al. (2006) aplicaron el modelo RMMF junto a un modelo hidrológico distribuido en Tanzania, mediante el algoritmo de flujo único (D8), obteniendo una correcta simulación en el 75 % de la zona de estudio, tras validar con datos y observaciones de campo.

Para evitar la sobre estimación del volumen de escorrentía generada en la Cuenca del Estanque Grande de Abajo se ha aplicado un valor umbral del máximo volumen de escorrentía producida por los cuatro algoritmos de flujo acumulado, de tal modo que se establece un valor máximo de desagregación del suelo y de capacidad de transporte por la escorrentía. Además del uso de algoritmos de flujo acumulado se han introducido otras mejoras al modelo original RMMF referentes a la conductividad hidráulica saturada y a la capacidad de almacenamiento de agua en la superficie del suelo (Fig. 4.3).

Los valores de desagregación del suelo por salpicadura, de capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo, y de flujo superficial por unidad de celda aplicados en este apartado corresponden a los calculados anteriormente mediante el modelo original RMMF para la Cuenca de Estaña (Fig. 3.16.a y b). Así mismo, los valores de los parámetros climáticos, edáficos y topográficos utilizados en el cálculo de los mapas de erosión mediante el modelo RMMF modificado son los mismos que los utilizados en el capítulo 3.

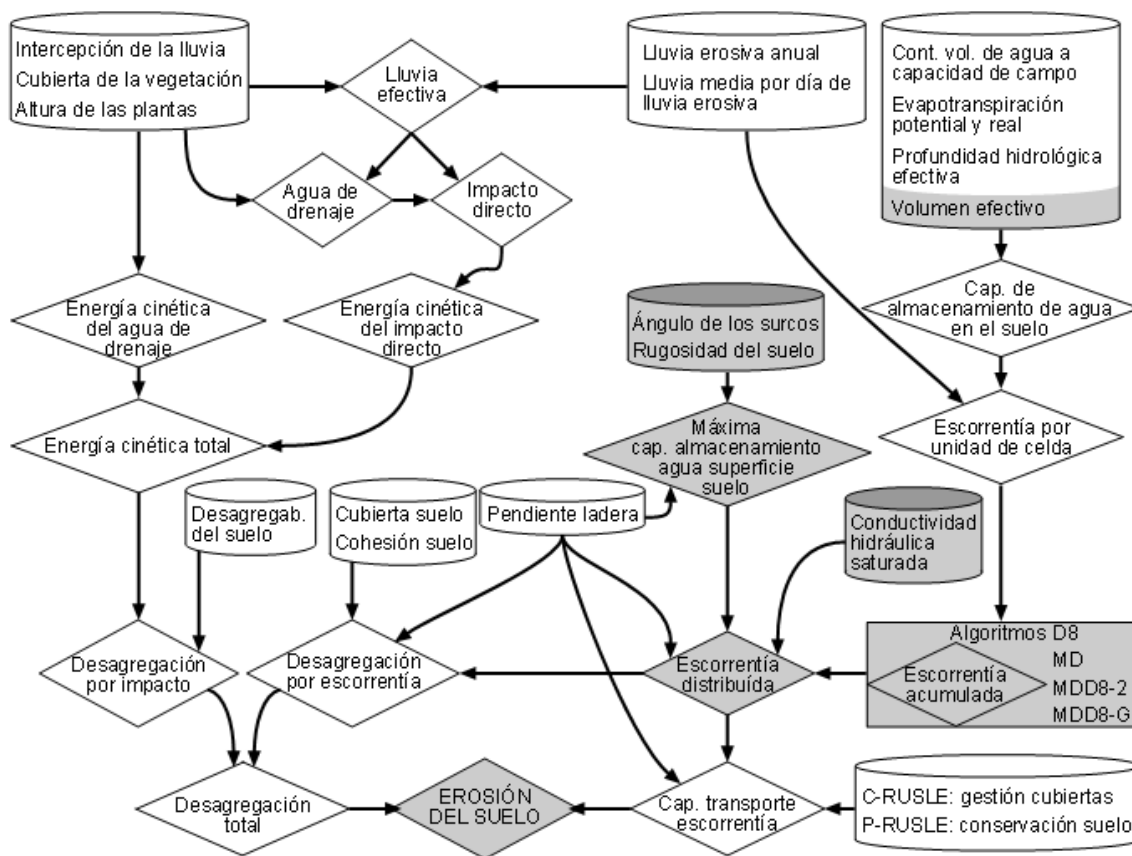


Fig. 4.3 Organigrama del modelo RMMF modificado. Los parámetros y procesos añadidos al modelo original aparecen en fondo gris.

Cálculo de la escorrentía acumulada potencial

El volumen de escorrentía superficial acumulada potencial (DQ_0 ; mm) se ha calculado mediante cuatro algoritmos diferentes, uno de flujo sencillo, uno de flujo múltiple y dos de flujo combinado. Los diferentes algoritmos de flujo acumulado existentes en la bibliografía se pueden clasificar en tres grandes grupos en función del modo en el que el flujo de una celda se distribuye entre las ocho celdas vecinas (Tabla 4.2).

Tabla 4.2 Nombre, características, autor y año de aparición de los algoritmos de flujo acumulado más frecuentes.

Tipo	Nombre	Autor, año	Características
Sencillo	D8	O'Callaghan y Mark, 1984	La totalidad del flujo del píxel origen al píxel vecino con el que presenta el mayor desnivel o pendiente de los 8 píxeles vecinos.
	D8t	Schäuble, 2005	Se trata del algoritmo D8 implementado en función del tiempo de retención del agua en un sumidero (embalses, balsas y lagos).
	Rho8	Fairfield y Leymarie, 1991	Añade un grado de aleatoriedad, según la pendiente, que rompe el trazado de flujo paralelo del algoritmo D8 en zonas planas, de tal modo que la dirección de mayor pendiente tiene mayor probabilidad de ser seleccionada. Cada vez que se ejecuta, la red de drenaje cambia.
Múltiple	MD	Quinn et al., 1991	El flujo del píxel origen se redistribuye entre los píxeles vecinos de menor pendiente tras ponderar la pendiente.
	2-D LEA	Lea, 1992	El flujo se mueve a través de una superficie plana en la dirección de la máxima pendiente ($0 - 2\pi$ radianes) desde el centro del píxel, y se divide entre las celdas vecinas en función del peso de los vectores que definen el citado plano.
	DEMON	Costa-Cabral y Burges, 1994	Determina la dirección del flujo del mismo modo que 2-D LEA pero desde la esquina del píxel.
	D_∞	Tarboton, 1997	El flujo se mueve a través de una superficie plana triangular en la dirección de la máxima pendiente ($0 - 2\pi$ radianes) desde el centro del píxel, y se divide entre las celdas vecinas en función del peso de los vectores que definen el citado plano.
Combinado	ADRA	Lindsay, 2003	Algoritmo de dispersión variable, según la localización de los cursos de agua. Se incrementa el grado de divergencia del flujo aguas abajo desde la divisoria hasta alcanzar el inicio de una corriente o curso de agua. El inicio de los cursos de agua depende de un valor umbral del área de drenaje y de la pendiente.
	MDD8	Schäuble, 2005	Se pasa del algoritmo MD al D8 a partir de un valor umbral que representa el inicio de un curso de agua. Utiliza un factor de concentración de 1.1.

En los algoritmos de flujo sencillo el agua y las partículas de una celda sólo pueden fluir hacia una única celda de las ocho celdas vecinas. Esta simplificación da lugar a una red de drenaje dendrítica y a la formación de artefactos que rara vez se observan en el campo (Fig. 4.4). Los algoritmos de flujo múltiple evitan estos errores y generan mapas con un patrón de flujo más realista, al dividir el flujo entre las celdas situadas aguas abajo y ponderar las diferencias de pendiente (Fig. 4.4). Los algoritmos de flujo combinado, desarrollados recientemente, permiten incorporar información de la localización de las zonas de ladera y de fondo de valle, así como de la pendiente en el cálculo del área contributiva unitaria, de tal modo que estos algoritmos ofrecen una representación más realista del flujo superficial. De entre los diversos algoritmos existentes en la bibliografía se han seleccionado los algoritmos D8, MD y MDD8, disponibles en la extensión *Sediment Yield Tools 1.03* para la aplicación *ArcView GIS 3.2*.

En la aplicación del algoritmo MDD8 se han utilizado dos valores umbrales diferentes, siendo el primero el valor propuesto por defecto en la extensión (2000 mm; MDD8-2), mientras que el segundo está asociado con el inicio de las cárcavas (MDD8-G). Después de una detallada observación de campo del lugar de inicio de las cárcavas en la zona de estudio y de su situación sobre la ortofoto con ayuda de la aplicación SIG, el valor umbral se ha calculado a partir de los valores de escorrentía acumulada.

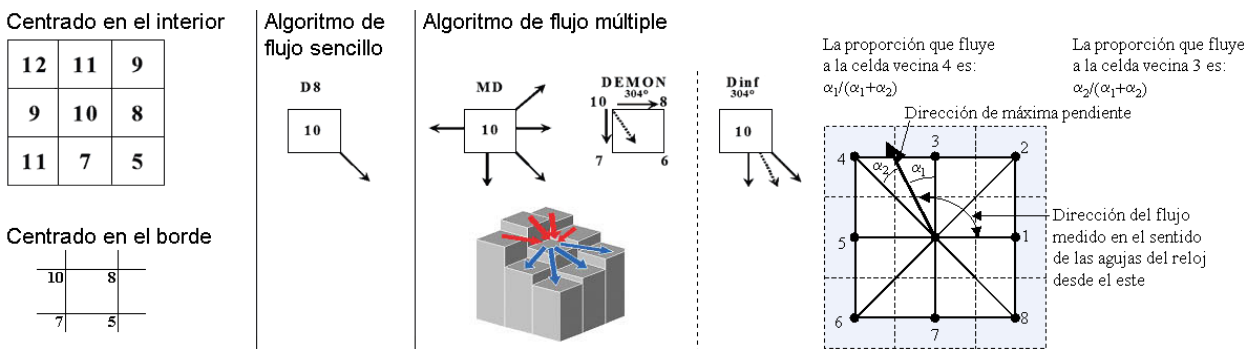


Fig. 4.4 Redistribución del agua y/o del sedimento según diferentes algoritmos de flujo sencillo y múltiple (tomado y modificado de Tarboton, 1997).

El mapa geomorfológico de la zona de estudio indica la presencia de nueve cárcavas en la Cuenca del Estanque Grande de Abajo, alcanzando una de ellas los 323 metros de longitud, mientras que la principal línea de drenaje alcanza los 1421 metros de longitud (Fig. 2.11.a). Mediante el algoritmo MDD8-G se pretende obtener una representación más realista del cambio en el patrón del flujo de la escorrentía superficial (Fig. 4.5.a).

Cálculo de la escorrentía efectiva acumulada

La lluvia se convierte en escorrentía una vez que el suelo alcanza el punto de saturación y se excede la capacidad de almacenamiento de agua en la superficie que depende a su vez de la pendiente y de la rugosidad superficial. En consecuencia, la capacidad de transporte se incrementa aguas abajo una vez que se genera la escorrentía (De Jong et al., 1999).

La escorrentía acumulada efectiva (DQ) se ha calculado a partir de la escorrentía superficial acumulada potencial, de la conductividad hidráulica saturada para los diferentes tipos de suelo (K_{fs} , mm día⁻¹), de la máxima capacidad de almacenamiento de agua en la superficie del suelo (SS_{max} , mm), y de la pendiente de la ladera (S , radianes). Se ha incluido una corrección al mapa elaborado sobre la zona del curso efímero de agua, ya que la erosión por la escorrentía acumulada se detiene tan pronto como se alcanza el curso de agua (De Jong et al., 1999). Para cuantificar este proceso se ha establecido un valor máximo de escorrentía, asociado al punto promedio de inicio de las cárcavas, que representa el inicio de los cursos de agua efímeros. Debido a los diferentes procedimientos para calcular el flujo superficial acumulado con los distintos algoritmos, el valor del límite superior del flujo acumulado es diferente para cada algoritmo sobre el mismo punto de inicio de las cárcavas.

La máxima capacidad de almacenamiento de agua en la superficie del suelo se ha calculado según la propuesta de Driessen (1986) como una función de la rugosidad de la superficie (RG , mm), de la pendiente de la ladera (S , radianes) y del ángulo de inclinación de los surcos y huellas que aparecen en la superficie del suelo (SIG , radianes). Las expresiones matemáticas de los parámetros DQ y SS_{max} son las siguientes:

$$DQ = (DQ_0 - K_{fs} - SS_{max}) \sin S \quad (4.1)$$

$$SS_{max} = 0.5 RG \frac{\sin^2(SIG - S) \cot(SIG + S) + \cot(SIG - S)}{\sin(SIG) 2 \cos(SIG) \cos(S)} \quad (4.2)$$

Se ha utilizado un valor constante de 30 ° para el parámetro SIG en base al trabajo de Terzoudi et al. (2007). La rugosidad de la superficie del suelo viene dada por la orientación aleatoria de los fragmentos y agregados del suelo. El laboreo produce rugosidad tanto orientada como aleatoria. La rugosidad aleatoria de la superficie se debe a la presencia de picos y depresiones resultado de la removilización y reorganización de los agregados del suelo, mientras que la rugosidad orientada se produce tras la aplicación de técnicas de laboreo o de la modificación de la pendiente de la ladera a pequeña escala. Los valores del parámetro RG utilizados en la Eq. (4.2) corresponden a los incluidos en el modelo RUSLE (Renard et al., 1997) para zonas forestales

con rugosidad aleatoria ($RG = 20.3$ mm), y zonas de cultivo con rugosidad orientada por arado de vertedera ($RG = 48.3$ mm) y por subsolador ($RG = 17.8$ mm).

Tras obtener los mapas del parámetro DQ para cada algoritmo, se han calculado las correspondientes tasas de desagregación de partículas del suelo por escorrentía, así como su capacidad de transporte, siguiendo las Eq. (3.51) y Eq. (3.55) del modelo original RMMF.

4.2.2 Resultados

El volumen calculado de escorrentía distribuida varía significativamente con los diferentes algoritmos aplicados, debido a las distintas subrutinas incluidas en cada uno de ellos (Fig. 4.5; Tabla 4.3). Estos resultados coinciden con los obtenidos por Endreny y Wood (2001) en el estudio de redes de drenaje mediante diferentes algoritmos de flujo acumulado.

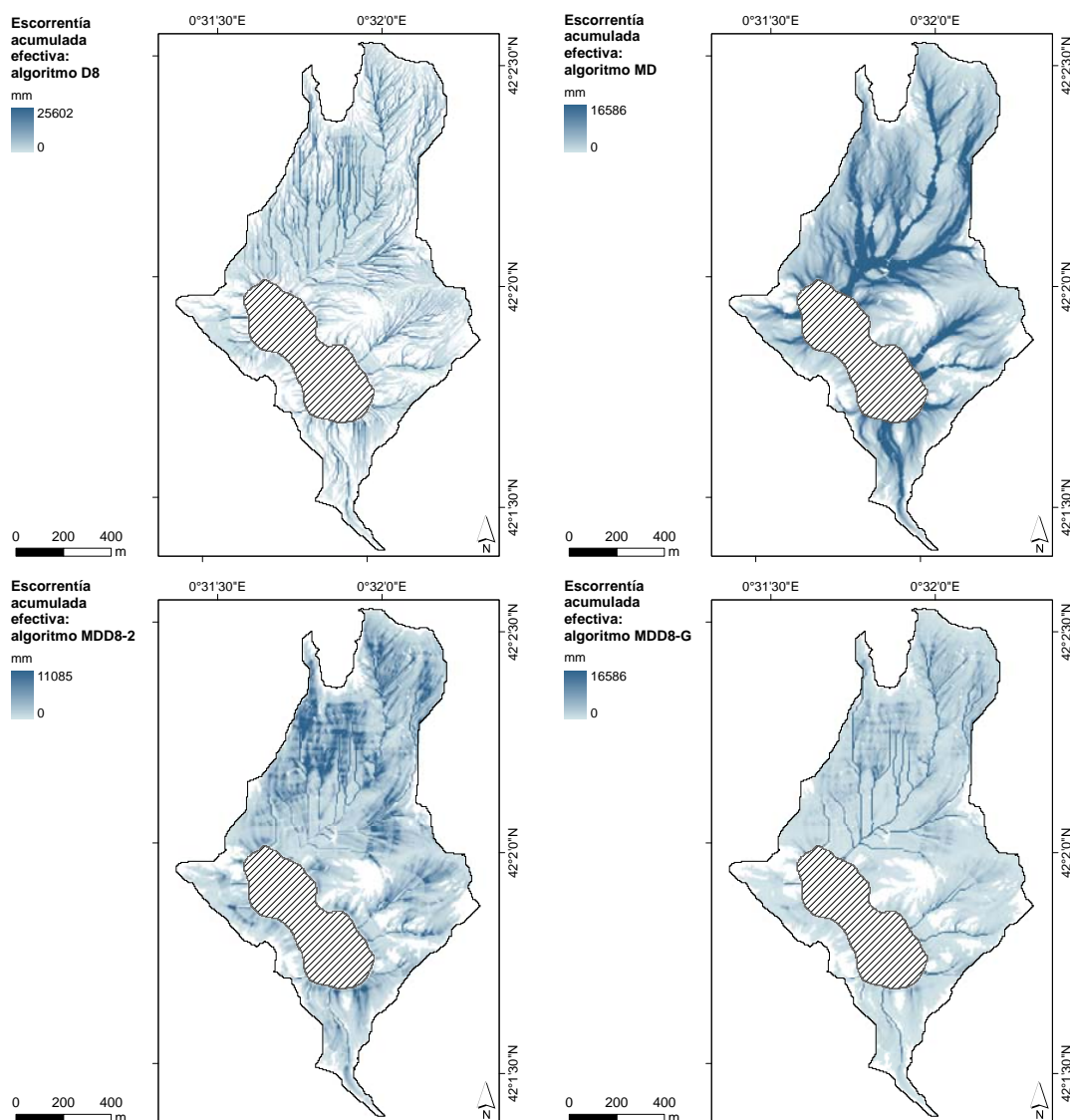


Fig. 4.5 Mapa de escorrentía acumulada efectiva en la Cuenca del Estanque Grande de Abajo a partir de los algoritmos D8 (a), MD (b), MDD8-2 (c), y MDD8-G (d).

El valor umbral calculado como límite máximo del volumen de escorrentía para el algoritmo D8 ha sido de 38306 mm, y para los algoritmos MD, MDD8-2 y MDD8-G de 16586 mm. Los resultados de escorrentía acumulada efectiva para los diferentes algoritmos muestran que la superficie de la zona de estudio con un valor nulo de escorrentía es del 35 % para el algoritmo D8 y del 12, 13 y 15 % para los algoritmos MD, MDD8-2 y MDD8-G, respectivamente.

Tabla 4.3 Estadística básica del volumen de escorrentía efectiva acumulada anual estimada mediante los algoritmos D8, MD, MDD8-2 y MDD8-G para la Cuenca del Estanque Grande de Abajo.

Tipo de algoritmo	medio	mínimo	máximo	dt
	(mm)			
D8	492	0	25 602	1482
MD	4380	0	16 586	5090
MDD8-2	434	0	11 085	683
MDD8-G	755	0	16 586	2328

dt: desviación típica

Los mapas de erosión de la Cuenca del Estanque Grande de Abajo presentan valores medios de pérdida de suelo de 14.2, 138.0, 6.8 y 18.5 Mg ha⁻¹ año⁻¹ calculados mediante los algoritmos D8, MD, MDD8-2 y MDD8-G, respectivamente (Fig. 4.6). La capacidad de transporte de la escorrentía ha sido el factor limitante de la erosión en el 98, 80, 99 y 98 % de la superficie, para los algoritmos D8, MD, MDD8-2 y MDD8-G, respectivamente. La tasa de erosión promedio anual estimada mediante el algoritmo MDD8-2 se sitúa ligeramente por encima de la tasa de pérdida de suelo tolerable en ambientes mediterráneos ($T = 6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, De la Horra, 1992), mientras que las tasas promedio para los algoritmos D8 y MDD8-G son el doble y el triple del valor de T , respectivamente. El valor promedio del mapa de erosión para el algoritmo MD es dos órdenes de magnitud superior al valor de T y señala la existencia de procesos irreversibles de erosión y degradación del terreno.

A pesar de que la pérdida media de suelo calculada con MDD8-G es casi tres veces superior a la estimada con MDD8-2, la superficie con una tasa de erosión muy alta (10 – 40 Mg ha⁻¹ año⁻¹) e irreversible ($> 40 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) calculada con los dos algoritmos es muy similar, con porcentajes del 11 y 12 %, respectivamente. El porcentaje de la cuenca del Estanque Grande de Abajo con pérdidas de suelo bajas ($< 5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) y tolerables (5 – 10 Mg ha⁻¹ año⁻¹) ha sido del 55, 35, 75 y 73 % para los algoritmos D8, MD, MDD8-2 y MDD8-G, respectivamente.

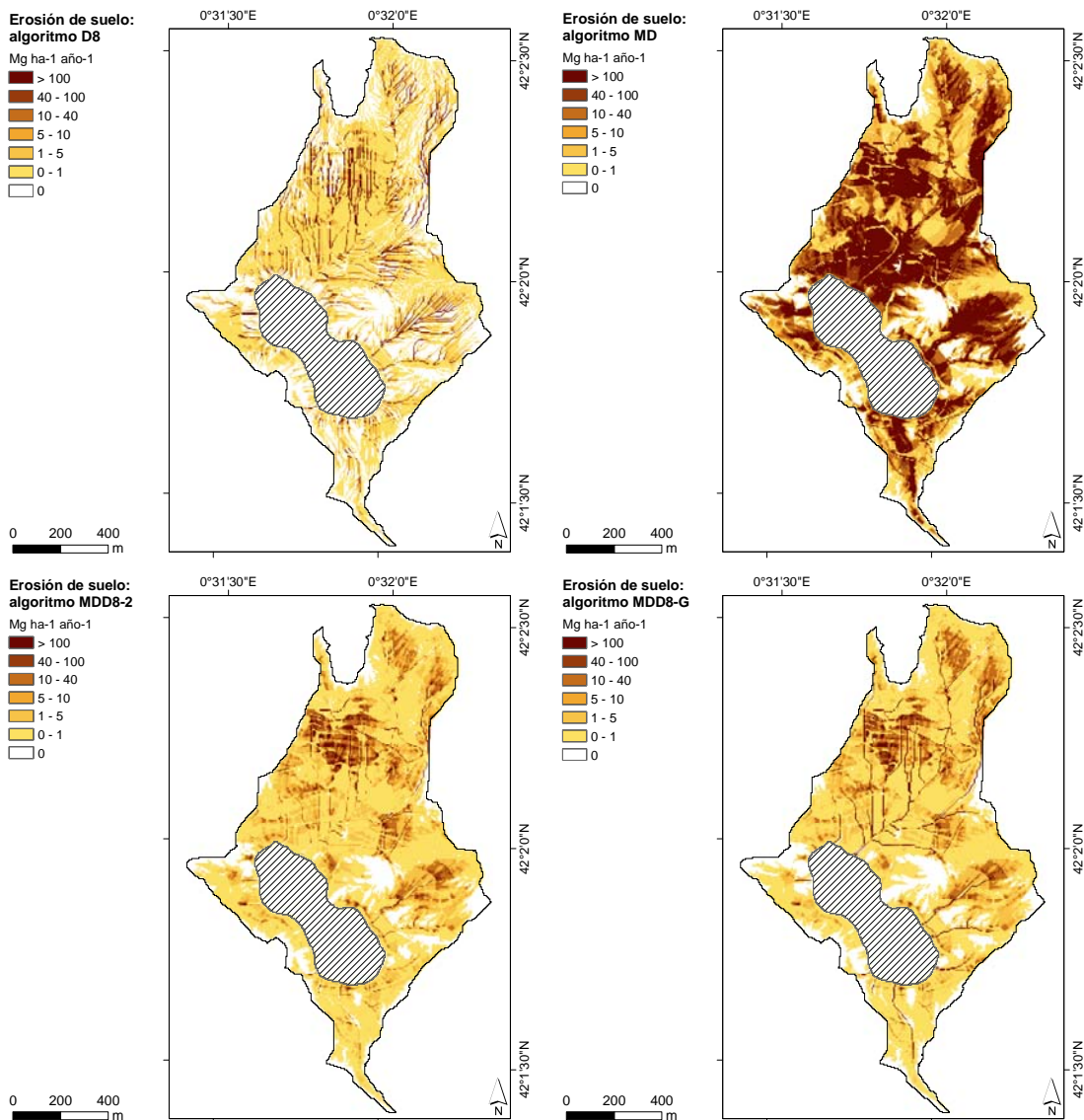


Fig. 4.6 Mapas de pérdida de suelo calculados mediante los algoritmos D8 (a), MD (b), MDD8-2 (c) y MDD8-G (d) en la Cuenca del Estanque Grande de Abajo.

La pérdida de suelo estimada para los diferentes usos del suelo muestra que las zonas de pastos, arbustos densos, quejigos y chopos presentan los menores valores de erosión ($< 4 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) para los cuatro algoritmos (Tabla 4.4). Las cubiertas de bosque mediterráneo denso y de campos abandonados antiguos también presentan bajas tasas de erosión aunque los valores calculados con MD son superiores a los obtenidos con los otros tres algoritmos. Los campos abandonados recientes y las zonas con almendros y olivos presentan bajos valores de erosión ($< 5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) para los algoritmos D8, MDD8-2 y MDD8-G, pero valores muy altos con el algoritmo MD.

Los elevados porcentajes de cubierta de la vegetación explican la escasa erosión para los anteriores usos del suelo. Bochet et al. (2006) obtuvieron resultados similares en suelos con una segunda capa de protección en superficie, y Marques et al. (2007) en la provincia de Madrid y

Mayor et al. (2007) en la de Alicante. Seeger (2007) y Navas et al. (2005) también registraron una alta correlación entre la cubierta de la vegetación y la pérdida de suelo en zonas del Pirineo Central. Sin embargo, en las zonas de vegetación de ribera los valores de erosión obtenidos mediante el algoritmo MD son elevados debido a la alta capacidad de transporte que la escorrentía alcanza en esta zona situada al final de las líneas de flujo. No obstante, con los otros tres algoritmos, se han obtenido tasas bajas y tolerables de erosión.

Las mayores tasas de erosión para los cuatro algoritmos corresponden a la cubierta de arbustos dispersos, con valores que oscilan entre 3.5 y 80.9 Mg ha⁻¹ año⁻¹. Los cultivos de cebada, y las cubiertas de bosque mediterráneo abierto, caminos y áreas de suelo desnudo también presentan elevados valores de erosión para los cuatro algoritmos, excepto en los cultivos situados en zonas de poca pendiente, donde se obtuvieron bajos valores de erosión con MDD8-2.

Tabla 4.4 Erosión del suelo anual por uso de suelo y tipo de algoritmo aplicado al modelo RMMF mejorado, en la Cuenca del Estanque Grande de Abajo.

Uso del suelo	E _i (Mg ha ⁻¹ año ⁻¹)				
	D8	MD	MDD8-2	MDD8-G	
Antrópico	Camino de tierra	41.1	283.0	31.6	52.6
	Cebada	20.2	248.6	11.2	29.8
	Cebada (lagos)	10.4	266.6	4.3	23.3
	Cebada (ladera)	27.1	236.1	16.0	34.3
	Pasto	< 0.1	2.9	< 0.1	0.8
	Olivo y/o almendro	2.1	106.2	2.0	1.6
	Campo aband. antiguo	0.9	7.6	0.3	1.4
	Campo aband. reciente	3.8	58.2	2.5	4.3
Natural	Suelo desnudo	130.8	908.6	78.4	295.7
	Quejigo	0.1	1.9	0.1	0.1
	Bosque medit. denso	1.3	7.4	0.5	1.7
	Bosque medit. abierto	31.8	203.7	10.6	45.9
	Arbusto denso	0.1	0.7	< 0.1	0.1
	Arbusto disperso	9.4	80.9	3.5	14.9
	Chopo	0.2	3.8	0.1	0.7
	Vegetación lacustre	3.2	73.5	1.4	7.2

Las tasas de erosión obtenidas para los diferentes usos del suelo difieren de las calculadas mediante los modelos RMMF y RUSLE debido al papel fundamental de la capacidad de transporte distribuida calculada para el modelo RMMF modificado. La elevada pérdida de suelo calculada para los campos de cultivo y campos abandonados recientemente coincide con los

valores medidos por De Santisteban et al. (2006) en Navarra en cultivos de cereal ($2-115 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) y en campos de abandono reciente ($161.9 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en promedio). Arnaez et al. (2007) también obtuvieron elevados valores de pérdida de suelo en viñedos de La Rioja, y Navas et al. (2005) midieron en el Pirineo Central altas tasas de erosión (alrededor de $40 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) en campos de cultivo abandonados con una cubierta vegetal de arbustos dispersos.

La reducida cubierta de la vegetación, que alcanza el valor de cero en los caminos y suelos desnudos, determina la alta erosión observada en estos usos del suelo y explica que la capacidad de transporte de la escorrentía alcanza valores por encima del doble de los de erosión. Estos resultados sugieren la necesidad de promover medidas de recuperación de la vegetación natural o de reforestación en las áreas más degradadas de la cuenca de estudio.

Los valores de pérdida de suelo y de exportación de sedimento se han calculado por unidad geomorfológica a partir de las predicciones obtenidas mediante los cuatro algoritmos (Tabla 4.5). Los valores calculados con MD corresponden a una pérdida de suelo irreversible para todas las unidades, mientras que con los otros algoritmos los valores de erosión presentan un mayor rango de variación. Las mayores tasas se asocian con el principal curso de agua, donde los valores calculados corresponden a pérdidas de suelo irreversibles y muy altas. La erosión en las zonas de cárcavas, áreas de fuerte pendiente y afloramientos masivos de yeso es muy alta e irreversible. Los valores medios de erosión en cárcavas estimados con los algoritmos D8, MDD8-2 y MDD8-G han sido de 29, 16 y 29 $\text{Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, respectivamente, siendo similares a los obtenidos por Casalí et al. (1999) en cárcavas en el norte de España en una zona de climatología similar a la de la Cuenca de Estaña.

Las menores pérdidas de suelo y valores de exportación de sedimento se han obtenido con el algoritmo MDD8-2, en las unidades de depósitos coluviales, aluviales y de relleno de dolina, mientras que los valores de erosión obtenidos para estas unidades con los algoritmos D8 y MD se sitúan en el rango de tolerables e irreversibles, respectivamente. La erosión estimada con MDD8-G para los depósitos coluviales es también baja, pero en los depósitos de relleno de dolina y en los aluviales, las tasas son altas e irreversibles, respectivamente. La zona de las divisorias y de cabecera de las líneas de flujo presentan las menores tasas de erosión con los algoritmos D8 y MDD8-G, mientras que las menores tasas con MDD8-2 corresponden a depósitos aluviales.

Los valores de erosión estimados con el algoritmo MD para los diferentes usos del suelo y unidades geomorfológicas son mucho más elevados que con los otros tres algoritmos, así como con los obtenidos por otros autores bajo similares condiciones climáticas y fisiográficas. Por lo

tanto, el uso del algoritmo de flujo múltiple no resulta aconsejable para estimar la pérdida de suelo en ambientes similares a los de la Cuenca de Estaña.

Tabla 4.5 Erosión y redistribución del suelo anual por unidad geomorfológica y tipo de algoritmo aplicado al modelo RMMF mejorado en la Cuenca del Estanque Grande de Abajo.

Unidad geomorfológica	E_i (Mg ha ⁻¹ año ⁻¹)			
	D8	MD	MDD8-2	MDD8-G
Cárcava	29.0	185.5	15.7	28.7
Curso principal	97.2	449.1	25.7	281.1
Pendiente (> 22.5%)	34.7	166.9	16.2	39.9
Divisorias	0.0	63.6	2.1	2.0
Aflor. masivo de yeso	25.2	136.3	11.0	30.6
Depósito coluvial	6.2	57.5	3.7	4.6
Depósito aluvial	6.5	343.7	1.8	38.6
Depósito de dolina	7.7	225.0	3.4	15.9

El análisis de la varianza entre los valores de erosión obtenidos con los cuatro algoritmos frente a los parámetros de pendiente, longitud del flujo, intercepción de la lluvia por la vegetación, cubierta de la vegetación y altura de las plantas, se ha llevado a cabo sobre 421 puntos de control dispuestos regularmente en una malla de 50 x 50 metros. En este análisis sólo los parámetros de pendiente, longitud del flujo y cubierta de la vegetación explican significativamente la varianza de las tasas de erosión ($p \leq 0.05$).

La suma de las tasas de erosión de los píxeles que rodean al Estanque Grande de Abajo presenta valores de 139.2, 9076.2, 40.4 y 340.8 Mg ha⁻¹ año⁻¹ estimados con los algoritmos D8, MD, MDD8-2 y MDD8-G, respectivamente. Tras contabilizar el área de todos los píxeles que rodean al lago (1.2 ha), el área del lago (15.2 ha) y el valor medio de densidad aparente de los sedimentos de la zona de estudio (1.2 Mg m⁻³), se ha obtenido una tasa neta de acumulación en el Estanque Grande de Debajo de 0.9, 58.9, 0.3 y 2.2 mm año⁻¹ para los algoritmos D8, MD, MDD8-2 y MDD8-G, respectivamente. La tasa obtenida con el algoritmo MDD8-G coincide con la calculada para los últimos 800 años (2.3 mm año⁻¹) por Morellón et al. (2007) mediante datación de ¹⁴C de un sondeo extraído en el mismo lago, y que representa un periodo de uso continuo de cultivo de la zona de estudio.

4.2.3 Conclusiones

Los valores de erosión calculados con el algoritmo MDD8-G son más precisos que los calculados mediante los otros tres algoritmos, por lo que el criterio establecido para el cálculo del umbral de inicio del flujo sencillo en el algoritmo MDD8-G ha sido adecuado para representar los procesos de redistribución de la escorrentía y de erosión del suelo. Además, el criterio seguido para identificar este umbral, asociado al inicio de las cárcavas, puede ser aplicado a todos aquellos ambientes en los que aparece este elemento geomorfológico, tan característico y frecuente en áreas degradadas o bajo una intensa dinámica erosiva. Por otro lado, en futuras investigaciones se propone la inclusión de un valor umbral que represente el inicio del flujo acumulado sencillo en función de las variaciones mensuales de los parámetros de intensidad máxima de la precipitación, así como del volumen de escorrentía generada. Este hecho es importante debido a las diferencias en los parámetros de la precipitación definidos en los distintos periodos erosivos identificados, especialmente durante los meses de mayo, julio, agosto, septiembre y octubre en los que se concentran la mayor parte de los eventos erosivos de mayor intensidad y erosividad (López-Vicente et al., 2008b). Asimismo, se deberá tener en cuenta el efecto de los distintos factores de concentración del flujo en los algoritmos de flujo múltiple y combinado, para una mejor representación de la acumulación de la escorrentía.

4.3 SERT (*Soil Erosion and Redistribution Tool*): Propuesta de un modelo físico de redistribución del suelo. Aplicación en la Subcuenca Piloto

Los modelos de erosión distribuidos son herramientas útiles para localizar las fuentes de sedimento y las áreas de acumulación y pueden ser implementados mediante el uso de algoritmos de acumulación de la escorrentía y de recirculación de las partículas de suelo. Las predicciones de erosión mediante modelos empíricos han demostrado una baja correlación frente a los datos de campo de redistribución del suelo en ambientes mediterráneos, debido a que la mayor parte de la erosión en estos ambientes se produce durante eventos erosivos de alta intensidad (Boix-Fayos et al., 2006). Estas circunstancias plantean la necesidad de un nuevo modelo físico que reproduzca los procesos hidrológicos y de erosión a escala mensual y de cuenca, de tal modo que se incluyan las variaciones climáticas, edáficas, fenológicas y de usos del suelo.

4.3.1 *El modelo SERT de redistribución del suelo*

El modelo SERT (*Soil Erosion and Redistribution Tool*) de predicción de la erosión y redistribución del suelo se ha diseñado a escala temporal mensual y espacial de cuenca. Este modelo sigue el esquema del modelo RMMF para calcular la pérdida de suelo mediante la comparación de los valores de desagregación total del suelo, por impacto de las gotas de lluvia y por la escorrentía, y de la capacidad de transporte de la escorrentía. El modelo SERT incluye el concepto de tiempo y volumen de precipitación de saturación del suelo, así como la aplicación de diferentes algoritmos de flujo acumulado asociados a los tres periodos erosivos identificados para estimar la escorrentía superficial acumulada efectiva.

También incorpora el efecto de la máxima capacidad de almacenamiento de agua en la superficie del suelo y de la conductividad hidráulica saturada. El cálculo de la redistribución del suelo se basa en la relación entre las tasas de erosión contributiva y de capacidad de transporte, y los resultados finales de redistribución del suelo han sido validados frente a la pérdida y acumulación netas de suelo cuantificadas mediante la técnica del ^{137}Cs (Fig. 4.7; Tabla 4.6).

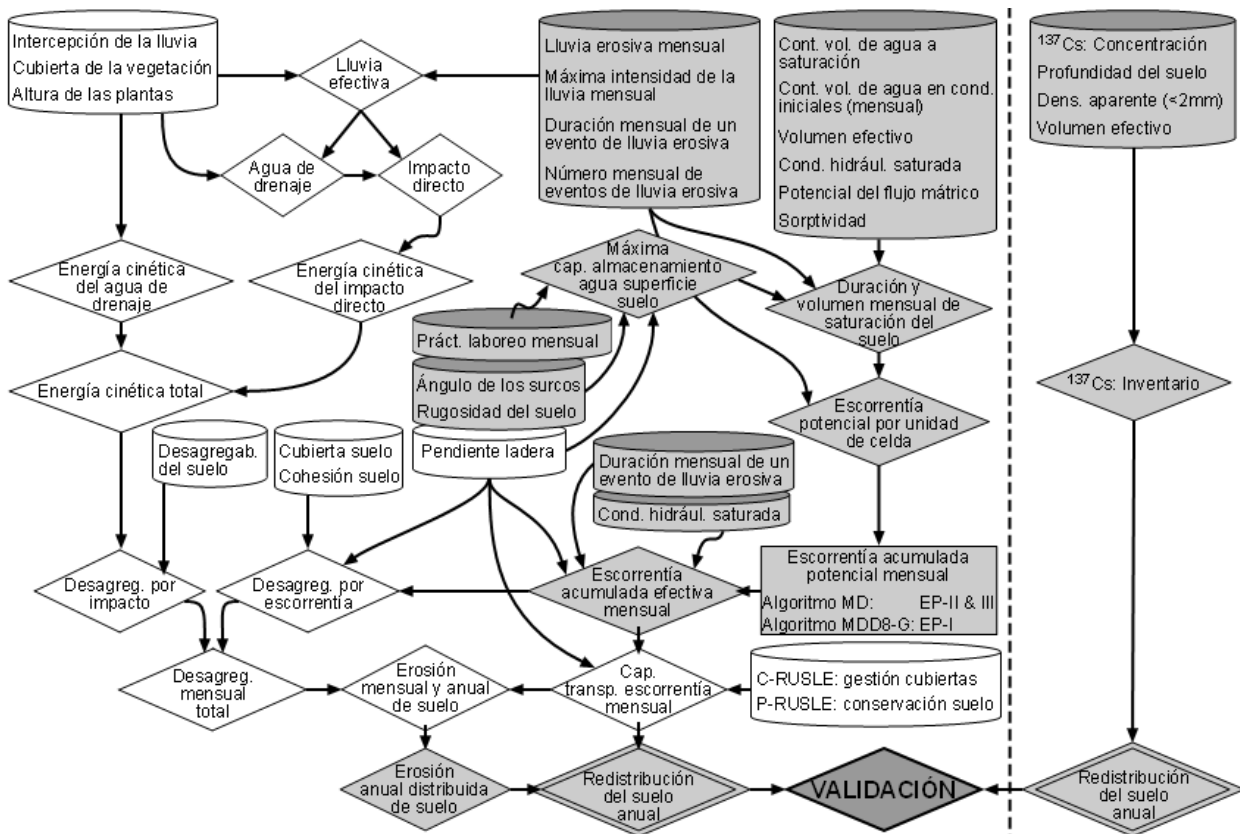


Fig. 4.7 Organigrama del modelo físico de redistribución del suelo SERT. Los parámetros y procesos añadidos al modelo original RMMF aparecen en color gris.

Tabla 4.6 Parámetros de entrada del modelo SERT.

Factor	Parámetro	Descripción
Clima	R_m	Precipitación promedio por mes m (mm)
	I_{30-m}	Valor típico de intensidad máxima de la lluvia erosiva por mes m (mm h^{-1})
	EE_m	Número de eventos erosivos por mes m (n)
Suelo	MS	Contenido en peso de agua en el suelo a capacidad de campo (-)
	BD_f	Densidad aparente de la fracción fina del suelo (< 2 mm) (Mg m^{-3})
	EHD	Profundidad hidrológica efectiva (m)
	K	Índice de desagregabilidad del suelo (g J^{-1})
	COH	Cohesión de la superficie del suelo (kPa)
	K_{fs}	Conductividad hidráulica saturada (cm s^{-1})
	Φ_m	Potencial del flujo mátrico ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$)
	θ_s	Contenido volumétrico de agua en el suelo a saturación (% Vol)
	θ_{0-m}	Contenido volumétrico de agua en el suelo en condiciones iniciales por mes m (% Vol)
Relieve	S	Ángulo de inclinación de ladera (radianes)
	SS	Ángulo de inclinación de la superficie del suelo y de los surcos (radianes)
	R_u	Rugosidad de la superficie del suelo y de los surcos (mm)
	MD	Algoritmo del flujo acumulado múltiple
	MDD8-G	Algoritmo del flujo acumulado combinado en función del inicio de las cárcavas
Cubierta	A_m	Intercepción de la lluvia por la vegetación por mes m (0 - 1)
	CC_m	Cubierta de la vegetación por mes m (0 - 1)
	GC	Cubierta del suelo (0 - 1)
	PH_m	Altura de la vegetación por mes m (m)
	ET_a / ET_0	Ratio entre la evapotranspiración real y potencial (-)
	C	Factor C-RUSLE de gestión de las cubiertas y del suelo (0 - 1)
	P	Factor P-RUSLE de medidas de conservación del suelo (0 - 1)

Volumen y tiempo de saturación

La respuesta hidrológica de los suelos desarrollados en condiciones de clima mediterráneo y bajo una heterogénea cubierta vegetal, en muchos casos de arbustos, está controlada por complejos procesos de saturación del suelo que varían temporal y espacialmente (Gonzalez-Hidalgo et al., 2004). En los primeros estadios de un evento de lluvia el volumen de precipitación incidente que se infiltra en el suelo está en función de la sortividad capilar (S , mm s^{-0.5}) y de su conductividad hidráulica (K , mm s⁻¹). Si la intensidad de la lluvia (I_R , mm s⁻¹) es superior a la velocidad de conductividad hidráulica saturada de campo (K_{fs} , mm s⁻¹), desde el momento en el que el suelo alcanza el punto de saturación, parte del volumen restante de precipitación se infiltrará según la tasa de K_{fs} y el resto se convertirá en escorrentía superficial (Q , mm). Hogarth et al. (1991) establecieron que el tiempo de saturación del suelo (Tp , s) se encuentra entre un tiempo mínimo (Tp_{min} , s) y máximo (Tp_{max} , s) de saturación según la expresión:

$$\frac{1}{2} \frac{S^2}{K_{fs}} \ln \left(\frac{I_R}{I_R - K_{fs}} \right) \leq Tp \leq \frac{1}{2} \frac{S^2}{I_R - K_{fs}} \quad (4.3)$$

$$S = \sqrt{2(\Delta\theta)\phi_m} \quad (4.4)$$

$$\Delta\theta = \theta_{S-eff} - \theta_{0m} \quad (4.5)$$

Donde:

Φ_m es el potencial del flujo mátrico (mm² s⁻¹) para cada tipo de suelo, θ_{S-eff} es el contenido volumétrico efectivo de agua en el suelo a saturación (% Vol) y θ_{0-m} es el contenido volumétrico de agua en el suelo en condiciones iniciales por mes m (% Vol).

Según Boulier et al. (1987) la mejor estimación de Tp es la media geométrica entre Tp_{min} y Tp_{max} . La escorrentía superficial potencial por unidad de celda i para una tormenta erosiva típica j del mes m (Q_{0ijm} , mm) se obtiene restando de la precipitación promedio de un evento erosivo j por mes m (R_{jm} , mm) el volumen de precipitación necesaria para saturar los horizontes superiores del suelo (Rp_{ijm} , mm).

La precipitación de encharcamiento se ha calculado a partir del tiempo promedio de encharcamiento para cada tormenta y del parámetro de intensidad máxima por evento de tormenta j en el mes m (I_{30jm}).

$$Q_{0ijm} = R_{jm} - Rp_{ijm} = R_{jm} - (Tp_{ijm} I_{30jm}) \quad (4.6)$$

Escorrentía superficial acumulada

La escorrentía potencial acumulada por unidad de celda y evento de lluvia erosiva j del mes m (CQ_{0ijm} , mm) se ha calculado a partir de los valores iniciales de Q_{0ijm} y mediante la aplicación del algoritmo de flujo combinado MDD8-G para los meses del periodo mayo – octubre, de los periodos erosivos I y II, y de flujo acumulado múltiple para los meses del periodo erosivo III. El algoritmo de flujo múltiple es representativo de una escorrentía de tipo laminar, con ausencia de flujo canalizado o concentrado, mientras que el algoritmo de flujo combinado MDD8-G es representativo de los eventos erosivos de alta intensidad en los que el flujo superficial se concentra dando lugar a erosión hídrica por incisión linear.

Al valor de CQ_{0ijm} se le ha descontado el volumen de escorrentía necesario para compensar la tasa de infiltración de la conductividad hidráulica saturada (K_{fs} , mm s⁻¹) durante el tiempo que transcurre desde el momento de alcanzar la saturación del suelo hasta que finaliza la tormenta ($TR_{eff-jm} - Tp_{jm}$, s), y el volumen de la capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo según la Eq. (4.2), para mes del año, teniendo en cuenta los cambios en la rugosidad de la superficie del suelo en las zonas de cultivo al aplicar diferentes técnicas de laboreo (Fig. 4.8).

El valor calculado del volumen de escorrentía superficial acumulada efectiva por unidad de celda para una tormenta característica j en un mes m , se multiplica por el número de eventos erosivos para cada mes m (EE_m , n), y se obtiene la escorrentía superficial acumulada efectiva por unidad de celda i y mes m (CQ_{im} , mm).

$$CQ_{ijm} = CQ_{0ijm} - (K_{fs} (TR_{eff-jm} - Tp_{jm})) - SS_{max-i} \quad (4.7)$$

$$CQ_{im} = EE_m CQ_{ijm} \quad (4.8)$$

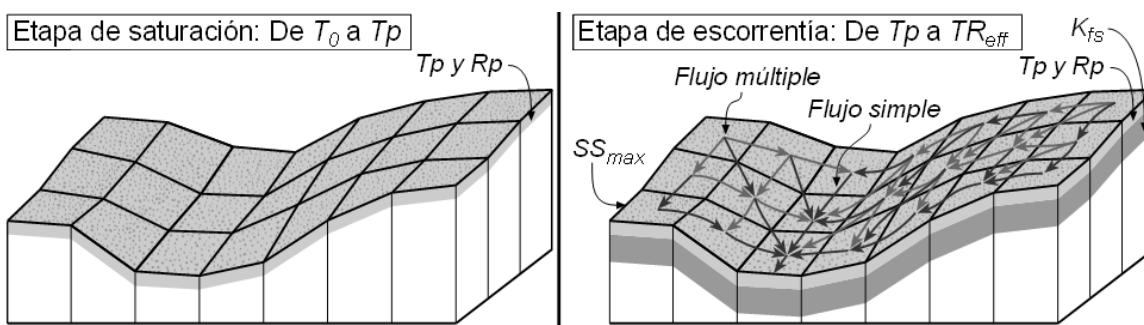


Fig. 4.8 Ilustración de los procesos que controlan el inicio y el volumen de la escorrentía.

Pérdida y redistribución de partículas de suelo

Los valores mensuales de desagregación del suelo por impacto de las gotas de lluvia se han calculado a partir de las ecuaciones del modelo RMMF (Eqs. 3.43 a 3.50) y con los datos de los

parámetros de vegetación obtenidos para cada mes del año (Tabla 2.7). Del mismo modo los valores mensuales de desagregación del suelo por la escorrentía y de capacidad de transporte de la escorrentía para cada mes del año se han calculado siguiendo las ecuaciones del modelo original (Eqs. 3.51, 3.52 y 3.55). Finalmente, las tasas de erosión por unidad de celda y para cada mes del año se han obtenido mediante comparación de los valores de desagregación total del suelo y de capacidad de transporte de la escorrentía, tal y como se indica en la Eq. (3.42). La tasa anual de erosión por unidad de celda (E_i , Mg ha⁻¹ año⁻¹) se ha obtenido mediante la suma de los valores obtenidos para cada mes del año.

La conectividad hidrológica se define como la unión física del agua y del sedimento a través de las líneas de flujo (Lesschen y Cammeraat, 2007). La acumulación neta o sedimentación por unidad de celda i (SED_i , Mg ha⁻¹ año⁻¹) se produce cuando la erosión contributiva (E_{i-up} , Mg ha⁻¹ año⁻¹) es mayor que la capacidad de transporte de la escorrentía en la celda i (G_i , Mg ha⁻¹ año⁻¹). La erosión contributiva por unidad de celda i es la suma de la tasa de erosión calculada para la celda i y la contribución de partículas de suelo erosionadas aguas arriba y que alcanzan la celda i (E_{up} , Mg ha⁻¹ año⁻¹). Por otro lado, la exportación neta de sedimento (SY_i , Mg ha⁻¹ año⁻¹) es igual a la diferencia entre la cantidad de material procedente de aguas arriba y el material acumulado por unidad de celda i :

$$SED_i = E_{in-i} - TC_{sy-i} \quad (4.9)$$

$$SY_i = E_{i-up} - SED_i \quad (4.10)$$

La acumulación neta de suelo en una celda i tiene lugar cuando la capacidad de transporte de la escorrentía es menor que la erosión contributiva, y el valor es igual al de SED_i y se produce pérdida neta de suelo cuando la capacidad de transporte es mayor que la erosión contributiva y el valor es igual al de E_i (Fig. 4.9):

$$RED_i = SED_i \quad \text{Si } SED_i \geq 0 \quad (4.11)$$

$$RED_i = E_i \quad \text{Si } SED_i < 0 \quad (4.12)$$

Los algoritmos de flujo acumulados utilizados para el cálculo de la erosión contributiva asumen que existe una capacidad ilimitada de exportación del suelo erosionado aguas arriba, desde la cabecera hasta la celda final de la red de drenaje. Esta presunción es incorrecta para un evento de erosión puntual, en el que la capacidad de transporte de la escorrentía no es ilimitada, y la

distancia que recorren las partículas es pequeña, pero resulta válida para explicar los procesos de exportación de sedimento a escala anual en cuencas de pequeño tamaño, ya que la suma de la distancia recorrida por las partículas erosionadas a lo largo de los eventos erosivos que tienen lugar en un año es equivalente a la máxima longitud de las líneas de flujo en cuencas pequeñas.

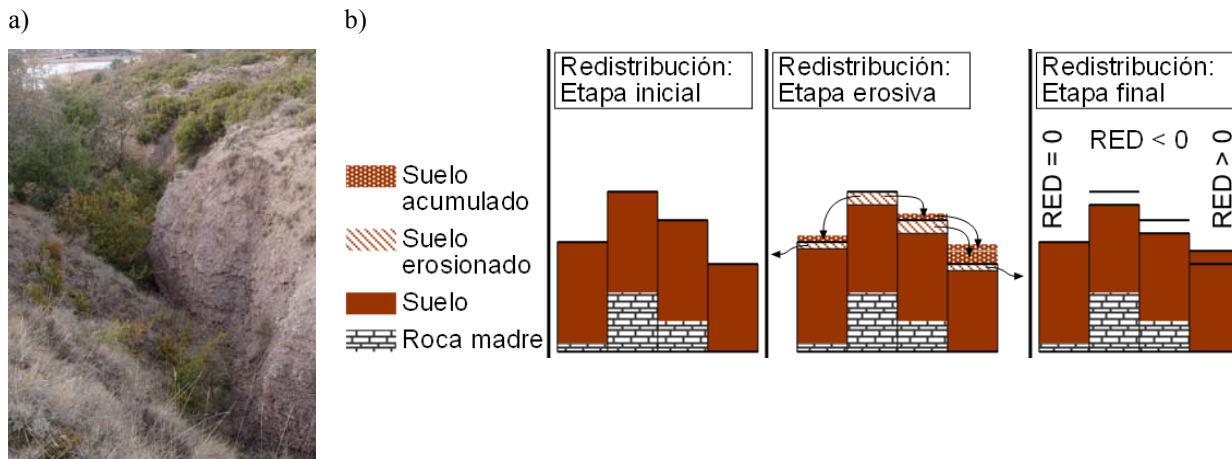


Fig. 4.9 Aspecto de una cárcava de incisión lineal desarrollada en la parte final de una ladera y representada mediante el algoritmo MDD8-G (a) en la Cuenca del Estanque Grande de Abajo. Esquema de los procesos de redistribución del suelo representados en las Eqs. (4.9), (4.10), (4.11) y (4.12) (b).

4.3.2 Aplicación del modelo SERT

El modelo SERT se ha aplicado sobre la Subcuenca Piloto incluida en la “Cuenca Dolina SO-1” (Fig. 2.12.b). Los valores de los parámetros edáficos necesarios para calcular las ecuaciones del modelo SERT corresponden a los valores obtenidos para las muestras de la Subcuenca Piloto. El hecho de que la resolución espacial de la malla de muestreo en la Subcuenca Piloto coincida con la resolución espacial del MDE-2 de la zona de estudio (5 x 5 m) ha permitido ejecutar el modelo SERT para cada píxel del terreno con su propia base de datos fisiográficos y edáficos. Además, los mapas de usos y tipos de suelo también se han elaborado a esta escala, por lo que los parámetros del modelo asociados a estos mapas también han permitido el cálculo de la erosión y redistribución del suelo con la misma escala de detalle.

El tiempo promedio de encharcamiento varía significativamente para los distintos tipos de suelo y meses del año, en función del valor de intensidad máxima de la precipitación para cada mes y de los parámetros de infiltración, y en menor medida del estado de humedad previo del suelo. Durante el mes de septiembre, en el que se registra el máximo valor del parámetro I_{30jm} , el tiempo promedio de encharcamiento en los Calcisoles ha sido de 31.7 s, frente a los 0.4 y 7.1 s en los Leptosoles réndzicos y Leptosoles líticos. En los Calcisoles el tiempo de encharcamiento oscila desde el mínimo tiempo en septiembre hasta los 836.7 s en el mes de enero, con un valor

promedio de 44, 56 y 405 s durante los periodos erosivos I, II y III, respectivamente. Por otro lado, durante los meses de marzo y diciembre no se ha podido calcular el tiempo de encharcamiento en ningún suelo, ya que los valores promedio de I_{30jm} para estos meses (6 y 5 mm h^{-1} , respectivamente) se sitúan por debajo de los valores de K_{fs} , impidiendo que los suelos alcancen el nivel de saturación. Por lo tanto, durante los meses de marzo y diciembre el volumen de escorrentía superficial efectiva es nulo, de tal modo que el suelo no se erosiona.

En los Leptosoles sólo se ha podido medir el tiempo de encharcamiento en el mes de septiembre, ya que los valores de I_{30jm} para el resto de los meses del año se sitúan por debajo de los valores de K_{fs} de estos suelos. Por lo tanto, las tasas de erosión y de redistribución de suelo del mes de septiembre constituyen la totalidad de la erosión predicha por el modelo SERT para este tipo de suelo. No obstante, durante cualquier mes del año pueden tener lugar eventos de lluvia erosiva que permitan alcanzar el nivel de saturación del suelo y por lo tanto éste se erosione, aunque el modelo SERT no lo calcula al utilizar valores promedio de I_{30} para caracterizar cada mes del año.

A pesar de las importantes variaciones del tiempo de encharcamiento para los Calcisoles durante los distintos meses del año, el porcentaje de la lluvia de encharcamiento respecto del total de la precipitación varía muy poco, con un rango que oscila del 0.8 al 7.1 % de la precipitación para los meses de septiembre y enero, respectivamente. En los Leptosoles, el suelo infiltra la totalidad de la precipitación registrada, por lo que el volumen de encharcamiento es del 100 %.

El porcentaje del volumen de escorrentía acumulada efectiva registrada en el mes de septiembre representa el 58 % del total del volumen de escorrentía generada a lo largo del año, a pesar de que la lluvia registrada durante este mes representa el 14 % de la precipitación promedio anual, siendo este último porcentaje similar a los registrados durante los meses de octubre y mayo, cuyas precipitaciones representan el 15 y el 13 % de la lluvia anual, respectivamente. Estos resultados se deben a la gran importancia que tiene en el modelo SERT el parámetro I_{30} , que alcanza el máximo valor en el mes de septiembre (27 mm h^{-1}) frente a los valores medidos en los meses de octubre y mayo (17 y 15 mm h^{-1} , respectivamente).

Variación espacio – temporal de las tasas de erosión

Los resultados del modelo SERT muestran la variabilidad de las tasas de erosión tanto a escala temporal, mediante los valores mensuales de erosión, como espacialmente a través de la identificación de áreas cuya tasa de erosión es nula y otras con muy alta pérdida de suelo. La variación espacial y temporal del volumen de escorrentía acumulada efectiva, y de las tasas de desagregación total de suelo y de erosión son especialmente claras entre los distintos periodos

erosivos (Fig. 4.10). Durante el mes de septiembre, representativo del PE-I, se registran los valores más elevados de escorrentía acumulada efectiva, desagregación total y erosión, estando afectada la totalidad de la superficie de la Subcuenca Piloto. Sin embargo, durante los PE-II y PE-III tanto los valores de CQ_m , D_m , y E_m , como la superficie afectada por los procesos de erosión disminuyen progresivamente (Fig. 4.10).

Los mapas de erosión calculados para cada mes del año son muy sensibles frente al volumen de escorrentía superficial acumulada, de tal modo que el patrón espacial de los valores de erosión obtenidos refleja las líneas del flujo superficial. Este hecho resulta especialmente importante en la Subcuenca Piloto, al tratarse de una cuenca endorreica, ya que el MDE-2 define el punto topográficamente más bajo como el centro de la cuenca o el punto en el que se concentraría todo el volumen de la escorrentía que no se haya infiltrado, de tal modo que la tasa de erosión calculada por el modelo SERT para este punto es anómalamente elevada (Fig. 4.10).

El funcionamiento kárstico conlleva la infiltración tanto del agua como de los materiales muy finos en el fondo de la cuenca, y por lo tanto modifica los procesos y mecanismos modelizados. Por ello, se ha decidido excluir el punto o píxel central de la subcuenca para el cálculo de la redistribución de partículas de suelo y su posterior validación mediante ^{137}Cs .

La tasa de erosión promedio anual para la Subcuenca Piloto, sin el punto central de la zona de estudio, es de $17.5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ (Fig. 4.11.a y b). Durante los meses de septiembre y octubre se produce el 68.3 y 9.4 %, respectivamente, del total de la erosión registrada durante el año (Fig. 4.11.c y d).

El análisis mediante diagramas de caja de la variabilidad de las tasas de erosión por uso y tipo de suelo muestra una marcada diferencia entre los valores medios obtenidos, siendo los campos de cultivo y los Calcisoles las zonas con las tasas promedio más elevadas, con valores de 48.5 y $69.5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, respectivamente, mientras que las tasas promedio de erosión más bajas se han obtenido en las cubiertas de pastos, bosque mediterráneo abierto y Leptosoles réndzicos, con valores medios de 1.5, 0.03 y $1.0 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, respectivamente (Fig. 4.11.a y b). Por otro lado, los diagramas de caja de la erosión muestran la presencia de píxeles o celdas del área de estudio por encima del percentil 90 en todos los usos y tipos de suelo, así como la ausencia de valores por debajo del percentil 25, ya que el valor de erosión asociado a este percentil en todos los usos y tipos de suelo es cero (Fig. 4.12).

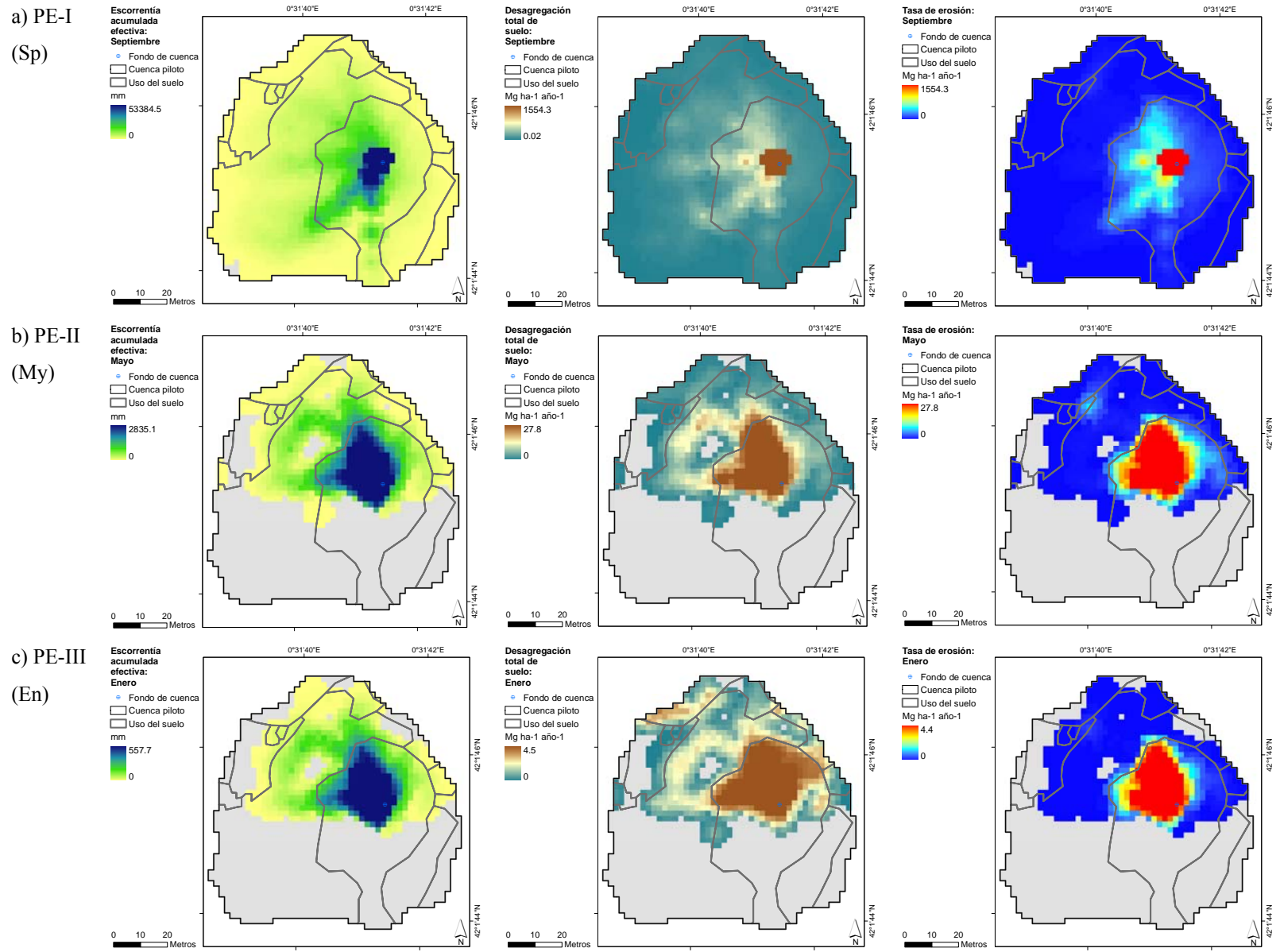


Fig. 4.10 Mapas de escorrentía acumulada, desagregación total y erosión para un mes característico del PE-I (a), PE-II (b) y del PE-III (c), en la Subcuenca Piloto.

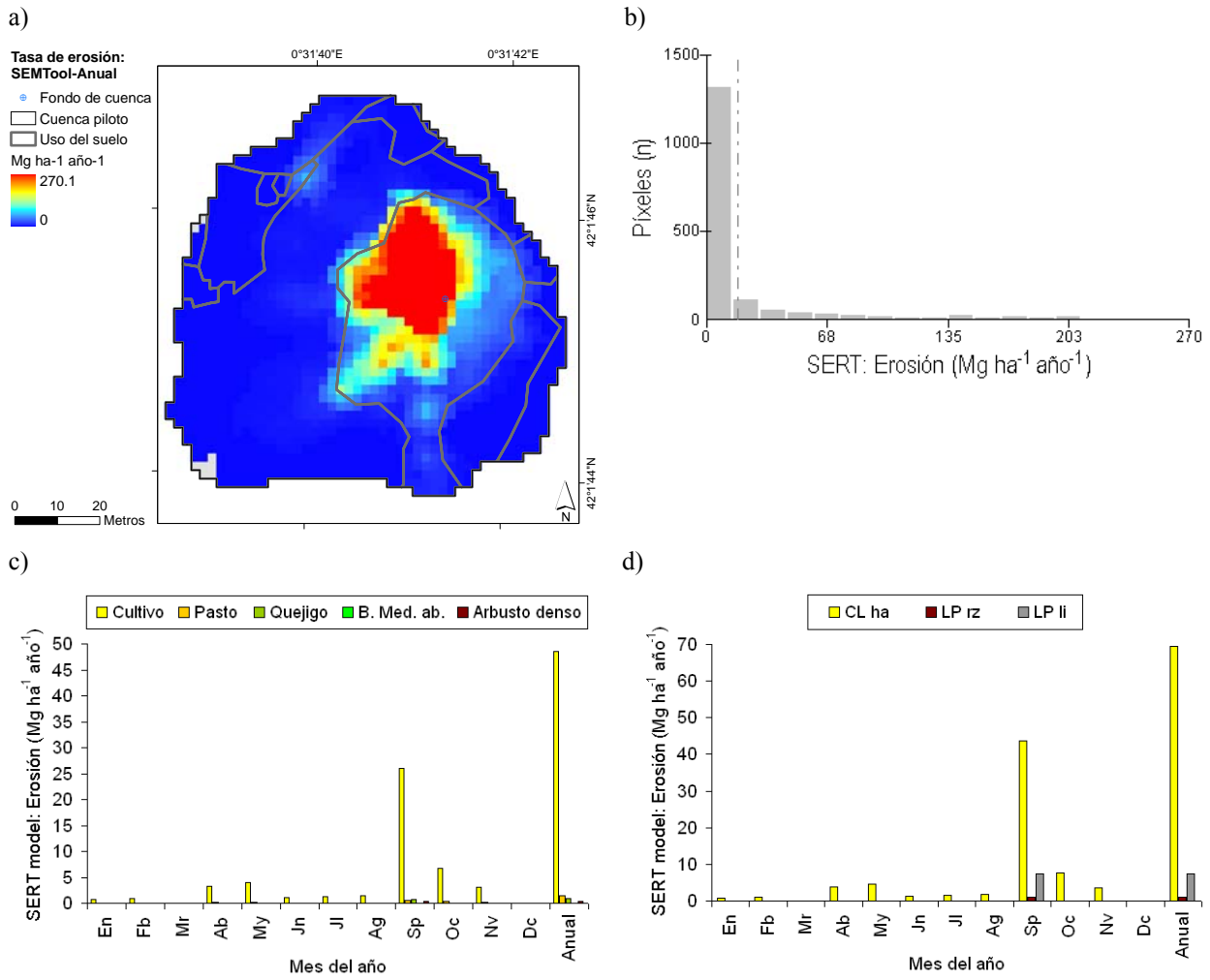


Fig. 4.11 Mapa (a) e histograma (b) de la tasa de erosión anual estimada mediante el modelo SERT. Valores promedio de erosión por uso (a) y tipo (b) de suelo.

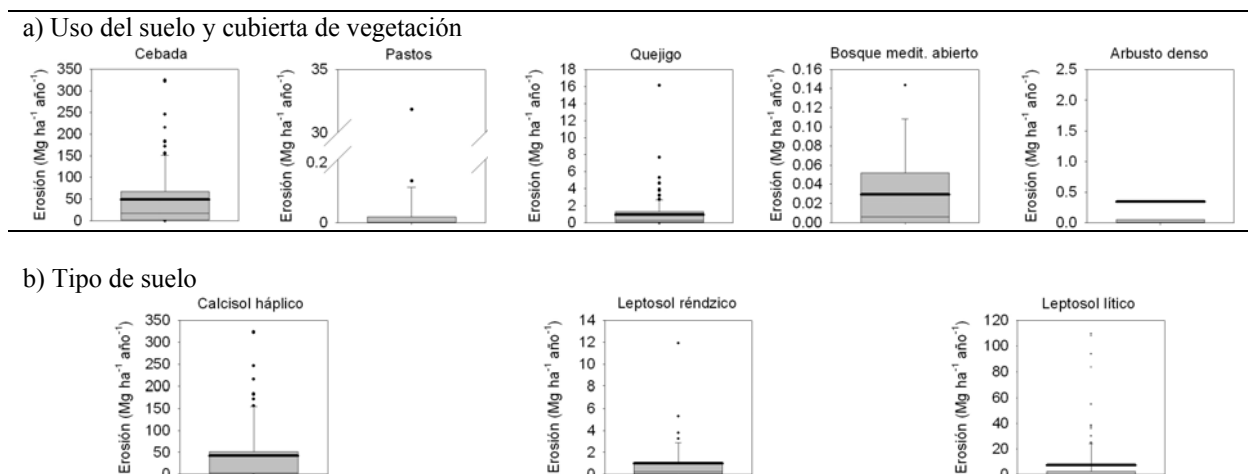


Fig. 4.12 Variabilidad de los valores de erosión anuales por uso (a) y tipo (b) de suelo, en la Subcuenca Piloto.

Redistribución anual del suelo

El mapa de redistribución del suelo (RED_i , $Mg\ ha^{-1}\ año^{-1}$), obtenido a partir de los mapas de erosión contributiva y de capacidad de transporte de la escorrentía y siguiendo las Eqs. (4.9), (4.10), (4.11) y (4.12), presenta un valor medio de $-0.6\ Mg\ ha^{-1}\ año^{-1}$. Este valor muestra que la pérdida neta de suelo de la Subcuenca Piloto es muy pequeña y que la mayor parte del suelo erosionado en esta subcuenca se acumula en zonas situadas en el interior de la misma. Este resultado es coherente con el endorreísmo de la Subcuenca Piloto, que impide la exportación del suelo erosionado hacia redes de drenajes o cuencas exteriores. Además, los procesos kársticos de infiltración de las partículas de granulometría más fina que tienen lugar en el centro de la subcuenca, explican el valor promedio negativo de redistribución del suelo. Para una mejor interpretación de estos resultados el mapa de redistribución del suelo se ha superpuesto al de unidades geomorfológicas de la Subcuenca Piloto (Fig. 4.13). Los valores de redistribución están estrechamente asociados con la capacidad de transporte de la escorrentía y con los parámetros asociados a las cubiertas de vegetación, especialmente en los campos de cultivo. En la divisoria de la subcuenca o zonas de cabecera de las líneas de flujo, la mayor parte de los píxeles registra una pérdida de suelo neta muy baja, que pasa progresivamente y conforme se avanza en las líneas de flujo a valores bajos de acumulación neta de suelo.

Redistribución del suelo: SERT

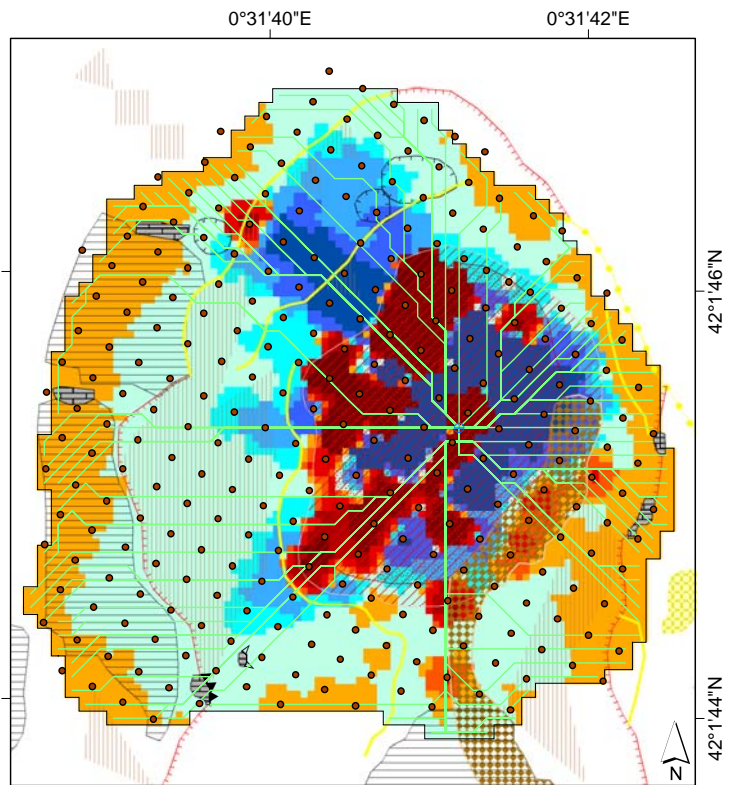
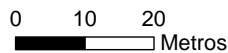
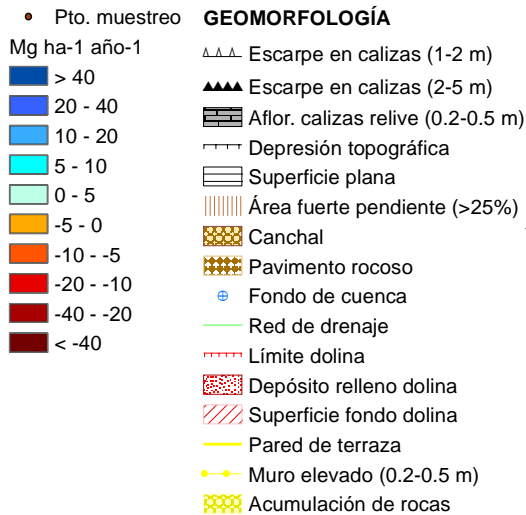


Fig. 4.13 Mapa de redistribución del suelo en la Subcuenca Piloto estimado mediante el modelo SERT.

Esto sucede por la limitación de la capacidad de transporte de la escorrentía de exportar la totalidad de la erosión contributiva que llega a cada píxel, de tal modo que las zonas de acumulación de suelo identificadas en las laderas se pueden considerar como almacenes temporales de sedimentos que serán removilizados con posterioridad por episodios de lluvia de alta intensidad, tal y como Mathys et al. (2007) observaron en los Alpes.

Este patrón de erosión – acumulación se mantiene a lo largo de las cubiertas de vegetación natural, acentuándose en los puntos de convergencia de las líneas de flujo, hasta alcanzar el campo de cultivo situado en el fondo de la subcuenca, momento en el que este patrón cambia abruptamente. En las lindes del campo se registran valores muy altos de pérdida de suelo, debido al marcado incremento de la capacidad de transporte, de tal modo que se produce la exportación de todo el material erosionado en el propio píxel y del que proviene de la ladera aguas arriba. Este hecho se explica por la reducida cubierta vegetal de los cultivos. Por último, el material erosionado y exportado se acumula en los alrededores del punto situado en el fondo de la subcuenca.

4.3.3 Conclusiones

El modelo SERT permite calcular el volumen de escorrentía y la tasa de erosión para cada mes del año sobre diferentes usos y tipos de suelo, así como las tasas anuales de pérdida y acumulación netas de suelo. Este modelo es sensible ante los parámetros de intensidad máxima de precipitación y de las propiedades edáficas que controlan los procesos de saturación del suelo y de generación de la escorrentía. La escala temporal del modelo SERT facilita la inclusión de las diferencias en los parámetros climáticos, edáficos, fenológicos y de las etapas de cultivo y prácticas de laboreo que se producen en la gestión del suelo y de las cubiertas de la vegetación a lo largo del año. Este modelo identifica para cada mes del año las zonas erosionadas y aquellas en las que no hay pérdida de suelo. Los resultados muestran que las pérdidas de suelo más significativas tienen lugar durante los meses de septiembre y octubre, incluidos en el periodo erosivo I, afectando principalmente a las zonas de cultivo. El mapa de redistribución del suelo resalta la importancia de la capacidad de transporte de la escorrentía y de los parámetros de vegetación en el control de los procesos de pérdida y acumulación neta del suelo. Además, el valor promedio de redistribución del suelo es coherente con la naturaleza endorreica y kárstica de la Subcuenca Piloto, por lo que las predicciones del modelo SERT se pueden considerar consistentes.

Este modelo aparece como una herramienta útil para la gestión del agua y del suelo, y sus resultados sirven para identificar las áreas con mayor riesgo de sufrir erosión, sobre las que

aplicar medidas de protección y conservación para evitar la degradación irreversible del medio natural. Por último, la aplicación continua de este modelo puede ser de utilidad para evaluar la pérdida de suelo en los agroecosistemas de montaña, dada la vulnerabilidad de los ambientes mediterráneos frente a los procesos de cambio global. En futuras investigaciones se plantea incluir en el modelo SERT factores que representen la influencia de los elementos geomorfológicos y de la actividad antrópica en los procesos de redistribución del suelo.

4.4 Redistribución del suelo en la Subcuenca Piloto mediante ^{137}Cs y validación del modelo SERT

4.4.1 Redistribución del suelo en la Subcuenca Piloto mediante ^{137}Cs

La validación de los datos de ^{137}Cs en función de la pérdida / ganancia del radioisótopo con respecto al inventario de referencia para un área de estudio permite estimar la pérdida o acumulación de suelo en cada punto. Los valores de pérdida y acumulación de suelo se han calculado a partir de los valores de inventario de ^{137}Cs medidos en cada punto de muestreo (Tabla 2.5). Para calibrar los datos de ^{137}Cs se ha seleccionado el modelo propuesto por Soto y Navas (2004) para estimar la erosión y la acumulación (Soto y Navas, en revisión) en suelos mediterráneos, caracterizados por una alta pedregosidad y variabilidad espacial. El módulo de erosión utiliza la siguiente expresión:

$$C(z,t) = \left(\frac{1}{a(z)} \right) [(a(z) - e)C(z,t) + eC(z+1,t)] \quad (4.13)$$

Donde:

$C(z,t)$ es la concentración de ^{137}Cs en la capa del suelo z para cada unidad de tiempo t ; $a(z)$ es la profundidad de cada capa z ; y e es la pérdida de profundidad de la capa del suelo más superficial para cada unidad de tiempo t asumiendo una tasa de erosión constante.

El valor de e guarda una relación directa con la pérdida de suelo a través de su densidad. El proceso de repetición del cálculo de la Eq. (4.13) comienza en 1954 hasta la fecha de obtención de la muestra de suelo. El programa desarrollado por Soto y Navas (2004) divide el perfil del suelo en capas de 1 cm de profundidad y modeliza la acumulación de ^{137}Cs en la capa superior del suelo para cada tiempo t , así como la transferencia del radioisótopo entre las capas colindantes que es proporcional a la diferencia de concentración entre capas, siendo esta proporcionalidad el coeficiente específico D . El valor de acumulación en superficie del ^{137}Cs utilizado en la Eq. (4.13) corresponde al propuesto por Ritchie y McHenry (1990) modificando los valores absolutos por un factor de multiplicación de ajuste del inventario total de la zona de estudio.

En la Subcuenca Piloto se ha cuantificado un valor medio de redistribución del suelo de $-0.6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, con valores máximos de pérdida y acumulación de suelo comprendidos entre -178.9 y $107.4 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, respectivamente (Navas, comunicación personal). El mapa de redistribución del suelo elaborado a partir de estos valores muestra la complejidad de movilización del suelo en

la Subcuenca Piloto (Fig. 4.14; Tabla 4.7). La mayor erosión se registra en los límites de los campos de cultivo, tanto en los situados en el fondo de la subcuenca como en los campos de su límite norte. También se registra una fuerte erosión en las dos depresiones topográficas artificiales y en la superficie plana situada al noroeste de la subcuenca, próxima a una casa de labor. En estos casos, la causa de pérdida de suelo es antrópica y se ha producido por la excavación del suelo que ha modificado la topografía original. Los valores más altos de acumulación de suelo se registran en los alrededores del fondo de la subcuenca, y en la divisoria situada en el extremo sureste. Las tasas de erosión en las lindes del campo de cultivo reflejan el marcado efecto del laboreo sobre la erosión, tal y como se ha descrito en distintos ambientes de la Cuenca del Ebro como son las Bardenas (Quine et al., 1994) y la montaña media pirenaica (Navas et al., 1997b).

Estas pautas espaciales muestran que el ^{137}Cs registra el efecto de los distintos usos del suelo. El bosque de quejigos y los Leptosoles réndzicos presentan valores promedio y de desviación típica del inventario de ^{137}Cs característicos de zonas estables por lo que la pérdida o ganancia de suelo es relativamente baja. La situación de estabilidad encontrada en los bosques coincide con lo descrito en laderas forestales de montañas del Pirineo Central (Navas et al., 2005).

Redistribución del suelo: ^{137}Cs

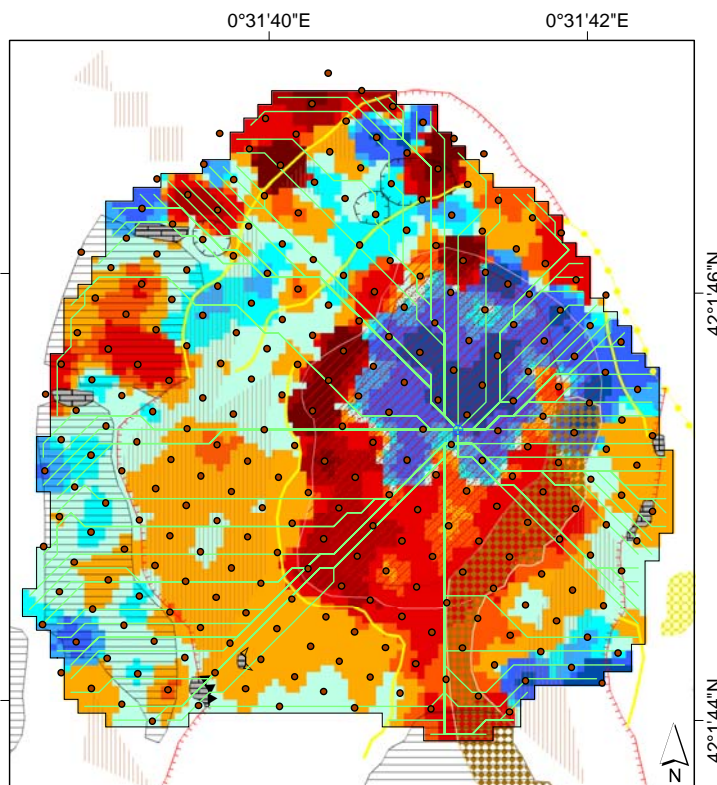
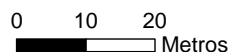
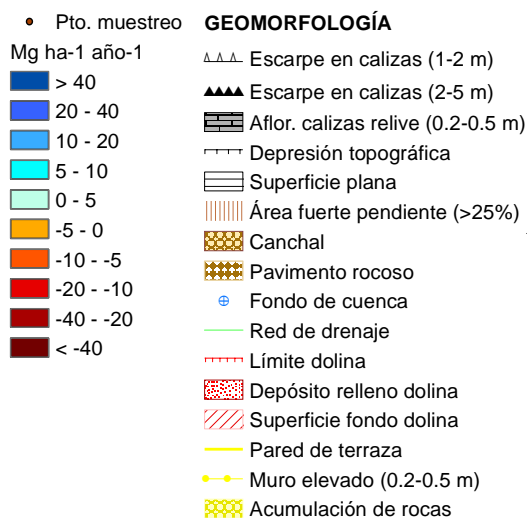


Fig. 4.14 Mapa de redistribución del suelo en la Cuenca Piloto estimado mediante ^{137}Cs .

Tabla 4.7 Superficie de la Subcuenca Piloto afectada por diferentes rangos de pérdida y acumulación de suelo cuantificado mediante ¹³⁷Cs.

Erosión / Acumulación de suelo (Mg ha ⁻¹ año ⁻¹)	Superficie	
	ha	%
< -40	0.02	3.0
-40 a -20	0.04	5.2
-20 a -10	0.09	12.8
-10 a -5	0.06	8.4
-5 a 0	0.17	25.8
0 a 5	0.13	19.8
5 a 10	0.05	7.7
10 a 20	0.04	5.6
20 a 40	0.05	8.1
> 40	0.02	3.5

Los elementos y construcciones antrópicas, tales como paredes de terraza, muros elevados, además de otros naturales, como escarpes y afloramientos en relieve, crean una ruptura en las líneas de flujo que modifica el patrón de redistribución del suelo, de tal modo que se generan áreas preferentes de acumulación debido a la convergencia de la escorrentía que controla los procesos de removilización del suelo.

En determinadas zonas de las laderas de elevada pendiente, y en el fondo de la dolina, aparecen pequeñas cubetas o depresiones naturales formadas por afloramientos de calizas, que dan lugar al desarrollo de suelos desconectados o encerrados (*clogging soils*, Dikinya et al., 2006). En estas pequeñas cubetas se acumulan restos vegetales y suelo procedente de aguas arriba, a pesar de que están situadas en una zona de elevada pendiente. No obstante, en algunos puntos de estas cubetas se llega a registrar erosión. Por otro lado, en los bosques de quejigo, la acumulación de restos vegetales que tapizan la superficie del suelo da lugar a una microtopografía compleja, de tal modo que este horizonte orgánico es el principal factor de control de la conectividad hidrológica, definiendo un flujo de agua laminar en el que se favorece la acumulación de las partículas transportadas, si bien también se llegan a registrar tasas bajas de erosión por la disminución de la capacidad de transporte de la escorrentía.

Valores medios y altos de pérdida de suelo se registran en algunas zonas situadas en las proximidades de las paredes de terraza por la rotura de estos muros tras el abandono desde hace décadas de estas pequeñas parcelas de cultivo. Se favorece, de este modo, la formación de líneas de drenaje preferentes en las que se concentra el flujo superficial y se incrementa considerablemente el poder erosivo y de capacidad de transporte de la escorrentía. Finalmente,

los procesos kársticos activos en la zona de estudio explican el ligero balance negativo del promedio de la redistribución del suelo ($-0.63 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) debido al arrastre de las partículas más finas del suelo transportadas por la escorrentía que se infiltran en el fondo de la Subcuenca Piloto.

4.4.2 Validación del modelo SERT con ^{137}Cs

Con el objetivo de validar las predicciones de redistribución del suelo y de los patrones de erosión del modelo SERT, se han utilizado los resultados de redistribución del suelo obtenidos mediante ^{137}Cs . La comparación entre los valores de erosión y acumulación para cada uno de los puntos de muestreo de la Subcuenca Piloto presenta una correlación muy baja ($r = 0.20$; Fig. 4.15.a). Sin embargo, al eliminar los puntos con un elevado contenido en materia orgánica ($> 20\%$) que acumulan preferentemente el ^{137}Cs , así como los puntos en los que el modelo SERT sobreestima la pérdida o acumulación de suelo (tomando como valores máximos los cuantificados con el ^{137}Cs), y los situados en las zonas fuertemente antropizadas, la correlación entre ambas redistribuciones mejora sensiblemente ($r = 0.52$; Fig 4.15.b).

Los puntos en los que las diferencias entre las tasas del modelo SERT y del ^{137}Cs son más acusadas son aquellos que están afectados por procesos geomorfológicos activos. Estos puntos están situados sobre depresiones planas con desarrollo de pavimentos rocosos donde se produce la infiltración de materiales finos. De tal modo, que de los diez puntos con mayor variabilidad cinco se localizan en el límite de los campos de cultivo, tanto del campo del centro de la cuenca como del situado en su parte elevada al norte de la subcuenca, mientras que otros tres puntos se sitúan en las proximidades del centro de la subcuenca. Los cinco puntos de las lindes del campo de cultivo presentan pérdidas de suelo entre 24 y $137 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, cuantificadas con el ^{137}Cs , mientras que con el modelo SERT se han estimado tasas de acumulación de suelo entre 1 y $53 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$. En los tres puntos situados en las proximidades del centro de la subcuenca se cuantifica una pérdida de suelo entre 12 y $22 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ con el ^{137}Cs , mientras que el modelo SERT estima tasas de acumulación de suelo de entre 64 y $154 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$. Estos resultados sugieren una infravaloración por parte del modelo SERT de la pérdida de suelo en las zonas de contacto entre las áreas de vegetación natural y los campos de cultivo situados aguas abajo. Este hecho se explica por la mayor capacidad de erosión y de transporte que adquiere el agua al alcanzar las zonas libres de vegetación, tal y como indican Renard et al. (1997). Por otro lado, las tasas en las proximidades del centro de la cuenca, reflejan la sobrestimación de los procesos de movilización de partículas de suelo, y su consiguiente acumulación aguas abajo, por parte del modelo SERT. La correlación más significativa entre las tasas de erosión y acumulación

estimadas mediante el modelo SERT y el ^{137}Cs se ha obtenido para los valores de pérdida y acumulación superiores a $\pm 40 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ ($r = 0.79$). La correlación disminuye ($r = 0.47$) para rangos inferiores entre ± 10 y $\pm 40 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ y es inexistente entre $0 \pm 10 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ ($r = 0.05$).

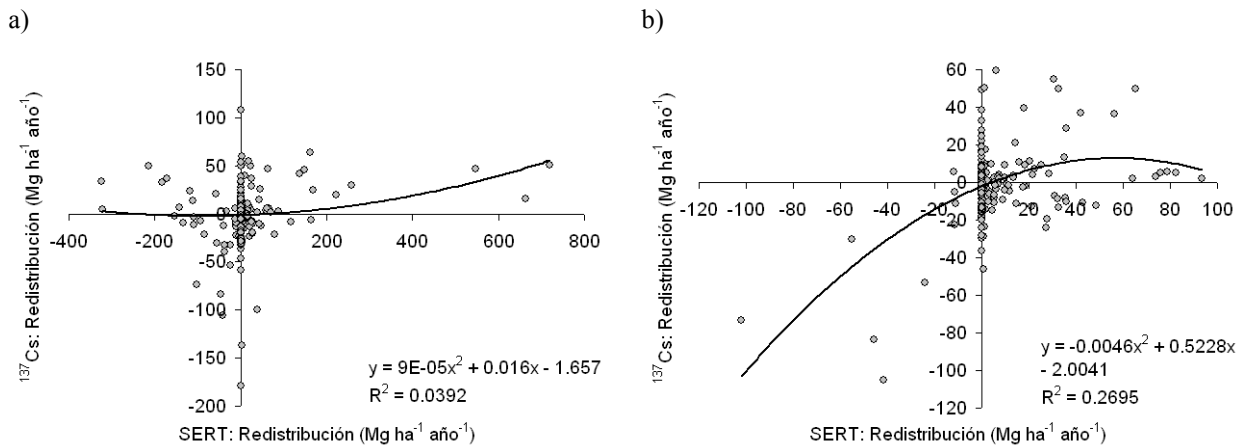


Fig. 4.15 Correlación entre los valores de redistribución del suelo obtenidos mediante el modelo SERT y el ^{137}Cs para el total de los puntos de muestreo (a) y para los puntos sin valores extremos de erosión (b) de la Subcuenca Piloto.

Estos resultados muestran que el modelo SERT presenta una buena predicción de la pérdida de suelo en las lindes del campo de cultivo del centro de la Subcuenca Piloto y de acumulación en los alrededores del fondo de la subcuenca. Sin embargo, la falta de sensibilidad del modelo frente a las modificaciones antrópicas del terreno y algunos elementos geomorfológicos de la subcuenca, explica la baja correlación entre los valores de redistribución del suelo en estas zonas. Por lo tanto, en futuras investigaciones la inclusión en el modelo SERT de factores y parámetros asociados a los procesos antrópicos y elementos geomorfológicos se hace necesaria para mejorar la fiabilidad de las predicciones de redistribución mensual del suelo. Asimismo, la calibración del modelo SERT con datos de erosión máxima del suelo cuantificados con el ^{137}Cs mejoraría la fiabilidad de sus predicciones.

Capítulo 5. Conclusiones

- En paisajes de topografía compleja es necesario contrastar la representatividad de los modelos digitales de elevaciones comerciales. La adecuación del MDE-2 ha permitido caracterizar la red de drenaje de la Cuenca de Estaña, requisito imprescindible en un ambiente endorreico y controlado por procesos kársticos. En un agroecosistema de elevada complejidad, intensamente compartimentado, con una gran diversidad de suelos y elevada variabilidad de sus propiedades físico – químicas, la identificación precisa de los elementos geomorfológicos existentes es de utilidad para una primera aproximación a los procesos de erosión del suelo. Las variables climáticas presentan una elevada variabilidad espacial en los alrededores de la zona de estudio, y la reconstrucción de una base de datos climática precisa es necesaria para la correcta aplicación de los modelos de predicción.
- Los modelos RUSLE y RMMF han demostrado ser herramientas útiles para calcular las tasas de erosión anual en la Cuenca de Estaña. La pérdida promedio de suelo estimada mediante el modelo RMMF ($3.6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) es un 54 % superior a la estimada con el modelo RUSLE ($2.3 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$). Ambos valores son inferiores a la tasa de pérdida de suelo tolerable ($6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$). Las predicciones de ambos modelos muestran pérdidas de suelo inferiores en las cubiertas y usos del terreno naturales frente a las tasas en los cultivos, cuyos valores (5.0 y $5.3 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ para los modelos RUSLE y RMMF, respectivamente) se sitúan próximos al límite de la pérdida tolerable. En ambos modelos, las zonas con mayor pérdida de suelo se han identificado en las áreas de suelo desnudo, con valores promedio y máximo de 36 y $38 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ y 325 y $111 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ para los modelos RUSLE y RMMF, respectivamente, y en los caminos. Las áreas con erosión alta, muy alta e irreversible afectan al 4.7 y 5.7 % de la superficie, según los modelos RUSLE y RMMF, respectivamente. Los campos de cultivo en laderas también presentan alta de erosión, junto con las zonas de elevada pendiente con predominio de arbustos dispersos. Los pastos, campos abandonados antiguos, bosques de quejigos y mediterráneo denso, arbustos densos, chopos, vegetación lacustre y pinares presentan tasas de erosión bajas ($< 1 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$). Las mayores diferencias entre las predicciones de ambos modelos se obtienen por tipo de suelo con las mayores tasas de erosión en los Gypsisoles háplicos (RUSLE) y en los Leptosoles líticos (RMMF) por la inclusión del factor de erodibilidad del suelo en el modelo RUSLE. En las zonas de escasa o nula pendiente

la erosión es muy baja o inexistente en ambos modelos. Otras zonas sin erosión identificadas en el modelo RUSLE son las que presentan muy elevada conductividad hidráulica.

En las zonas de vegetación natural las tasas de erosión obtenidas mediante ambos modelos están altamente correlacionadas aunque no en los campos de cultivo, debido al peso del factor *C* en el modelo RUSLE. En las cárcavas y depósitos de fondo de valle plano se registran importantes diferencias en las tasas de pérdida de suelo calculadas mediante ambos modelos, debido a la importancia del parámetro de longitud de la pendiente en el modelo RUSLE frente a la ausencia de un parámetro similar en el modelo RMMF.

Con objeto de mejorar las predicciones del modelo RUSLE se propone el cálculo del factor de erosividad de la lluvia y de la escorrentía a partir de valores de intensidad máxima de mayor resolución temporal debido a la importancia de este factor en el cálculo de la erosión. También se propone incluir un sub-factor relativo a las condiciones de humedad precedente del suelo. En cuanto al modelo RMMF una mejor representatividad de la variabilidad temporal de los parámetros climáticos, de cubierta del suelo y de cubierta de la vegetación permitiría una mejor estimación de la erosión.

- El análisis de la variabilidad temporal de los parámetros climáticos, de erodibilidad del suelo y de usos y gestión del suelo y de las cubiertas de vegetación ha permitido identificar tres periodos erosivos diferentes a lo largo del año. El primer periodo erosivo, de julio a octubre, se caracteriza por los mayores valores de erosividad, intensidad máxima de precipitación y pérdida de suelo mensual. El segundo periodo erosivo, de mayo a junio, presenta los valores más bajos de pérdida de suelo mensual y total por periodo erosivo debido a la alta protección del suelo por la cubierta de vegetación. El tercer periodo erosivo, de noviembre a abril, se caracteriza por los valores más bajos de erosividad y de intensidad máxima, las mayores tasas de erodibilidad del suelo, y elevadas tasa de pérdida de suelo mensual aunque inferiores a las del primer periodo erosivo. En ambientes mediterráneos la identificación de periodos erosivos es necesaria para una cuantificación más precisa de la erosión. La discriminación de periodos erosivos ha evidenciado el peso similar de los factores *R* y *K* para explicar la erosión estimada.
- El cálculo de la escorrentía acumulada efectiva mejora las predicciones de erosión del modelo RMMF. Para su cálculo los algoritmos de flujo acumulado son necesarios así como la inclusión de las propiedades hidráulicas y de microtopografía del suelo. Los algoritmos de flujo combinado representan de un modo más realista los procesos de acumulación de la escorrentía. La erosión calculada con el algoritmo MDD8-G ha resultado más precisa que mediante los

otros tres algoritmos. La tasa de acumulación de sedimentos del Estanque Grande de Abajo obtenida mediante el algoritmo MDD8-G coincide con la calculada mediante cronología absoluta en sedimentos del mismo lago. Por lo tanto, el criterio establecido para el cálculo del umbral de inicio del flujo sencillo, asociado al inicio de las cárcavas, es adecuado para representar los procesos de erosión y puede ser aplicado a todos aquellos ambientes en los que aparece este elemento geomorfológico.

- El desarrollo del nuevo modelo SERT, aplicado a la Subcuenca Piloto, es sensible ante los parámetros de intensidad máxima de precipitación y de las propiedades edáficas que controlan los procesos de saturación del suelo y de generación de la escorrentía y permite calcular el volumen de escorrentía y la tasa de erosión a mayor resolución temporal. El modelo SERT discrimina para cada mes del año las zonas que se erosionan de aquellas en las que no hay pérdida de suelo. Las pérdidas de suelo más significativas tienen lugar en septiembre y octubre, incluidos en el periodo erosivo I, afectando principalmente a las zonas de cultivo. La erosión promedio y máxima es de 17.5 y 324 Mg ha⁻¹ año⁻¹, respectivamente. El mapa de redistribución del suelo resalta la importancia de la capacidad de transporte de la escorrentía y de los parámetros de vegetación en el control de los procesos de pérdida y acumulación neta del suelo. La redistribución promedio cuantificada con ¹³⁷Cs es de -0.6 Mg ha⁻¹ año⁻¹. La superficie con pérdida de suelo entre 10 y 20 Mg ha⁻¹ año⁻¹ es del 13 % y el 8 % presenta tasas superiores a 20 Mg ha⁻¹ año⁻¹. La acumulación de suelo con valores superiores a 5 Mg ha⁻¹ año⁻¹ afecta al 25 % de la superficie de la subcuenca. La validación del modelo SERT con las tasas de redistribución del suelo cuantificadas con ¹³⁷Cs muestra una buena coincidencia en las lindes del campo de cultivo del centro de la Subcuenca Piloto y en los alrededores del fondo de la subcuenca. Sin embargo, la falta de sensibilidad del modelo frente a las modificaciones antrópicas intensas del terreno y algunos elementos geomorfológicos de la zona de estudio, explica la baja coincidencia entre los valores de redistribución del suelo en estas zonas. Por lo tanto, la inclusión en el modelo SERT de parámetros relativos a tales procesos y elementos se hace necesaria en futuras investigaciones para mejorar la fiabilidad de las predicciones de redistribución anual del suelo.

Este modelo es una herramienta útil para la gestión del suelo y sus resultados sirven para identificar las áreas con mayor riesgo de erosión sobre las que aplicar medidas de protección del suelo para evitar la degradación irreversible del medio natural. La aplicación continua de este modelo para estimar la pérdida y acumulación de suelo es de utilidad para estudiar la

erosión en los agroecosistemas de montaña, dada la vulnerabilidad de los agroecosistemas mediterráneos frente a los procesos de cambio global.

- La elevada erosión en caminos, suelos desnudos y cultivos en ladera requiere la aplicación de medidas de protección, entre las que se podría incluir la plantación de cubiertas herbáceas. Para los cultivos en pendiente se proponen medidas de labranza mínima en periodos no erosivos. Con el fin de prolongar el efecto protector de los residuos vegetales sobre la superficie del suelo se propone retrasar el arado previo a la siembra hasta principios de octubre.
- Las metodologías utilizadas en esta investigación son eficaces para cuantificar la erosión y redistribución del suelo. El uso del modelo RUSLE resulta apropiado en áreas con difícil acceso a datos climáticos completos. Sin embargo, el uso de modelos de base física es más adecuado para comprender los procesos de redistribución del suelo y efectuar las modificaciones necesarias para mejorar las predicciones de erosión. La calibración del modelo SERT con ^{137}Cs supondrá un avance en la modelización de estos procesos.

Bibliografía

- Adiku, S.G.K., Reichstein, M., Lohila, A., Dinh, N.Q., Aurela, M., Laurila, T., Lueers, J., Tenhunen, J.D., 2006. PIXGRO: A model for simulating the ecosystem CO₂ exchange and growth of spring barley. *Ecol. Model.* 190, 260–276.
- Albaladejo, J., Castillo, V., Diaz, E., 2000a. Soil loss and runoff on semiarid land as amended with urban solid refuse. *Land Degrad. Dev.* 11(4), 363–373.
- Albaladejo, J., Alvarez Rogel, J., Querejeta, J., Diaz, E., Castillo, V., 2000b. Three hydro-seeding revegetation techniques for soil erosion control on anthropic steep slopes. *Land Degrad. Dev.* 11(4), 315–325.
- Albaladejo, J., Martinez-Mena, M., Roldan, A., Castillo, V., 1998. Soil degradation and desertification induced by vegetation removal in a semiarid environment. *Soil Use Manage.* 14(1), 1–5.
- Alpert, P., Ben-Gai, T., Baharad, A., Benjamín, Y., Yekutieli, D., Colación, M., Diodato, L., Ramis, C., Homar, V., Romero, R., Michaelides, S., Manes, A., 2002. The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophys. Res. Lett.* 29(11), Art. No. 1536.
- Antonić, O., Hatic, D., Pernar, R., 2001. DEM-based depth in sink as an environmental estimator. *Ecol. Model.* 138(1-3), 247–254.
- Apaydin, H., Ozturk, F., Merdun, H., Aziz, N.M., 2006. Determination of the drainage basin characteristics using vector GIS. *Nord. Hydrol.* 37(2), 129–142.
- Arhonditsis, G., Giourga, C., Loumou, A., Koulouri, M., 2002. Quantitative assessment of agricultural runoff and soil erosion using mathematical modeling: Applications in the Mediterranean region. *Environ. Manage.* 30, 434–453.
- Arnaez, J., Lasanta, T., Ruiz-Flaño, P., Ortigosa, L., 2007. Factors affecting runoff and erosion under simulated rainfall in Mediterranean vineyards. *Soil Till. Res.* 93, 324–334.
- Ashby, M., 1999. Modelling the water and energy balances of Amazonian rainforest and pasture using Anglo-Brazilian Amazonian climate observation study area. *Agr. Forest Meteorol.* 94, 79–101.
- Atlas, D., 1953. Optical extinction by rainfall. *Journal of Meteorology* 10, 486–488.
- Bagarello, V., y D'Asaro, F., 1994. Estimating single storm erosion index. *T. ASAE* 37(3), 785–791.
- Barbieri, M., Marchetti, M., 2003. Morphometric analysis of the drainage network in the Modena and Reggio Emilia Apennines (Northern Italy) | Analisi morfometrica della rete di drenaggio nell'Appennino modenese e reggiano (Italia settentrionale). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 26 (2), 87–96.
- Bardossy, A., Schmidt, F., 2002. GIS approach to scale issues of perimeter-based shape indices for drainage basins. *Hydrolog. Sci. J.* 47(6), 931–942.

- Bathurst, J.C., Moretti, G., El-Hames, A., Beguería, S., García-Ruiz, J.M., 2007. Modelling the impact of forest loss on shallow landslide sediment yield, Ijez river catchment, Spanish Pyrenees. *Hidrol. Earth Syst. Sc.* 11(1), 569–583.
- Beguería, S., 2005. Erosión y fuentes de sedimento en la Cuenca del embalse de Yesa (Pirineo occidental): Ensayo de una metodología basada en teledetección y análisis SIG. Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza, 158 pp.
- Beguería, S., 2006. Changes in land cover and shallow landslide activity: A case study in the Spanish Pyrenees. *Geomorphology* 74(1–4), 196–206.
- Belmonte, A.M.C., Beltran, F.S., 2001. Flood events in Mediterranean ephemeral streams (ramblas) in Valencia region, Spain. *Catena* 45(3), 229–249.
- Belmonte Serrato, F., Romero Díaz, A., 1998. La cubierta vegetal en las regiones áridas y semiáridas: consecuencias de la interceptación de la lluvia en la protección del suelo y los recursos hídricos. *NORBA-Journal of Geography* 10, 9–22.
- Bischoff, J.L., Julià, R., Shanks, W.S., Rosenbauer, R., 1994. Karstification without carbonic acid: bedrock dissolution by gypsum-driven dedolomitization. *Geology* 22, 995–998.
- Bochet, E., Poesen, J., Rubio, J.L., 2006. Runoff and soil loss under individual plants of a semi-arid Mediterranean shrubland: influence of plant morphology and rainfall intensity. *Earth Surf. Proc. Land.* 31, 536–549.
- BOE – REAL DECRETO 2352/2004, de 23 de diciembre, sobre la aplicación de la condicionalidad en relación con las ayudas directas en el marco de la política agrícola común, No. 309, Madrid, España.
- Boellstorff, D., Benito, G., 2005. Impacts of set-aside policy on the risk of soil erosion in central Spain. *Agr. Ecosyst. Environ.* 107, 231–243.
- Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Arnau-Rosalén, E., Calvo-Cases, A., Castillo, V., Albaladejo, J., 2006. Measuring soil erosion by field plots: Understanding the sources of variation. *Earth-Sci. Rev.* 78(3–4), 267–285.
- Bonnet, T., Colbeaux, J.P., 1999. Spatialized morphological analysis: A method of detecting faults, a necessity for hydrodynamics and karstologic studies of cracked aquifers. Examples of the chalky aquifers of Northern France. *Geodin. Acta* 12(3–4), 223–235.
- Boulier, J.F., Parlange, J.Y., Vauclin, M., Lockington, D.A., 1987. Upper and lower bounds of the ponding time for near constant surface flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51(6), 1424–1428.
- Brandt, C.J., 1986. Transformation of the kinetic energy of rainfall with variable tree canopy. En: Unpublished Ph.D. thesis, University of London, 446 pp.
- Brandt, C.J., 1990. Simulation of the size distribution and erosivity of raindrops and throughfall drops. *Earth Surf. Process.* 15, 687–698.
- Brown, L.C., Foster, G.R., 1987. Storm erosivity using idealized intensity distributions. *T. ASAE* 30, 379–386.

- Browning, G.M., Parish, C.L., Glass, J.A., 1947. A method for determining the use and limitation of rotation and conservation practices in control of soil erosion in Iowa. *Soil Sci. Soc. Am. Pro.* 23, 249–264.
- Bullock, M.S., Kemper, W.D., Nelson, S.D., 1988. Soil cohesion as affected by freezing, water content, time and tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52, 770–776.
- Carlisle, B.H., 2005. Modelling the Spatial Distribution of DEM Error. *T. in GIS* 9(4), 521–540.
- Carreiras, J.M.B., Pereira, J.M.C., Pereira, J.S., 2006. Estimation of tree canopy cover in evergreen oak woodlands using remote sensing. *Forest Ecol. Manag.* 223, 45–53.
- Carsel, R.F., Parrish, R.S., 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* 24, 755–769.
- Carson, M.A., Kirkby, M.J., 1972. *Hillslope form and process*. Cambridge University Press, 475 pp.
- Carter, C.E., Greer, J.D., Braud, H.J., Floyd, J.M., 1974. Raindrops characteristics in south central United States. *T. ASAE* 17, 1033–1037.
- Casalí, J., López, J.J., Giráldez, J.V., 1999. Ephemeral gully erosion in southern Navarra (Spain). *Catena* 36, 65–84.
- Casermeiro, M.A., Molina, J.A., de la Cruz Caravaca, M.T., Hernando Costa, J., Hernando Massanet, M.I., Moreno, P.S., 2004. Influence of scrubs on runoff and sediment loss in soils of Mediterranean climate. *Catena* 57, 91–107.
- Castillo, V.M., Mosch, W.M., García, C.C., Barberá, G.G., Cano, J.A.N., López-Bermúdez, F., 2007. Effectiveness and geomorphological impacts of check dams for soil erosion control in a semiarid Mediterranean catchment: El Cárcavo (Murcia, Spain). *Catena* 70(3), 416–427.
- Castro, G., Romero, P., Gómez, J.A., Fereres, E., 2006. Rainfall redistribution beneath an olive orchard. *Agr. Water Manage.* 86, 249–258.
- Castro-Diez, P., 1996. Variaciones estructurales y funcionales de los fanerófitos dominantes en las comunidades de encinar a lo largo de un gradiente climático atlántico-mediterráneo. Tesis Doctoral. Universidad de León, Facultad de Biología, 201 pp.
- Chaney, K., Swift, R.S., 1984. The influence of organic matter on aggregate stability in some British soils. *J. Soil Sci.* 35: 223-230.
- Chaplot, V., Giboire, G., Marchand, P., Valentin, C., 2005. Dynamic modelling for linear erosion initiation and development under climate and land-use changes in northern Laos. *Catena* 63, 318–328.
- Chorley, R.J., Malm, D.E.G., Pogorzelski, H.A., 1957. A new standard for estimating drainage basin shape. *Am. J. Sci.* 255, 138–141.
- Cohen, S., Svoray, T., Laronne, J.B., 2005. Catchment scale soil erosion modeling using GIS and soft computing techniques. *Geophys. Res. Abstr.* 7, 676.
- Cook, H.L., 1936. The nature and controlling variables of the water erosion process. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 1, 60–64.

- Cook, H.F., Valdes, G.S.B., Lee, H.C., 2006. Mulch effects on rainfall interception, soil physical characteristics and temperature under *Zea mays* L. *Soil Till. Res.* 91, 227–235.
- Costa-Cabral, M.C., Burges, S.J., 1994. Digital elevation model networks (DEMON): a model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. *Water Resour. Res.* 30, 1681–1692.
- Coutinho, M.A., y Tomás, P.P., 1995. Characterization of raindrop size distributions at the Vale Formoso Experimental Erosion Center. *Catena* 25, 187-197.
- Cuadrat, J.M., Saz, M.A., Vicente-Serrano, S.M., Gonzalez-Hidalgo, J.C., 2007. Water resources and precipitation trends in Aragon. *Int. J. Water Resour. D.* 23(1), 107–123.
- De Jong, S.M., 1994. Applications of reflective remote sensing for land degradation studies in a Mediterranean environment. *Netherlands Geographical Studies* 177, KNAG Utrecht, pp. 237.
- De Jong, S.M., Brouwer, L.C., Riezebos, H.Th., 1998. Erosion hazard assessment in the Peyne catchment, France. Working paper DeMon-2 Project. Dept. Physical Geography, Utrecht University.
- De Jong, S.M., Paracchini, M.L., Bertolo, F., Folving, S., Megier, J., de Roo, A.P.J., 1999. Regional assessment of soil erosion using the distributed model SEMMED and remotely sensed data. *Catena* 37(3–4), 291–308.
- De la Horra, J.L., 1992. Aspectos biogeográficos en relación con la problemática agraria de la comarca de Torrijos (Toledo) (Biogeographic aspects in relation with the problematic agricultura in Torrijos). Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 653 pp.
- De Roo, A.D.P.J., 1996. LISEM: A physically-based hydrological and soil erosion model incorporated in a GIS. *IAHS-AISH Publication* 235, 395–403.
- De Santisteban, L.M., Casali, J., López, J.J., 2006. Assessing soil erosion rates in cultivated areas of Navarre (Spain). *Earth Surf. Proc. Land.* 31, 487–506.
- De Vente, J., Poesen, J., Arabkhedri, M., Verstraeten, G., 2007. The sediment delivery problem revisited. *Prog. Phys. Geog.* 31(2), 155–178.
- Desir, G., Gutiérrez Elorza, M., Gutiérrez Santolalla, F., 2003. Playa origin and evolution in a semiarid zone with aeolian sands (Coca Region, Duero Basin, Spain) | [Origen y evolución de playas en una zona semiárida con arenas eólicas (región de Coca, Cuenca del Duero, España)]. *Boletín Geológico y Minero* 114 (4), 395–407.
- Desir, G., Marín, C., 2007. Factors controlling the erosion rates in a semi-arid zone (Bardenas Reales, NE Spain). *Catena* 71, 31–40.
- Desmet, P.J.J., Govers, G., 1996. A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units. *J. Soil Water Conserv.* 51(5), 427–433.
- Di Stefano, C., Ferro, V., Porto, P., 2000. Length Slope Factors for applying the Revised Universal Soil Loss Equation at Basin Scale in Southern Italy. *J. Agr. Eng. Res.* 75, 349–364.
- Dikinya, O., Hinz, C., Aylmore, G., 2006. Dispersion and re-deposition of fine particles and their effects on saturated hydraulic conductivity. *Aust. J. Soil Res.* 44(1), 47–56.

- Diodato, N., 2004. Estimating RUSLE's rainfall factor in the part of Italy with a Mediterranean rainfall regime, *Hydrol. Earth Syst. Sc.* 8(1), 103–107.
- Diodato, N., 2007. Climatic fluctuations in southern Italy since the 17th century: reconstruction with precipitation records at Benevento. *Climatic Change* 80, 411–431.
- Driessen, P.M., 1986. The water balance of soil. En: van Keulen, H., Wolf, J., (Eds.), *Modeling of Agricultural Production: Weather, Soils and Crops*. Pudoc, Wageningen, The Netherlands, pp. 76–116.
- Eberbach, P., Pala, M., 2005. Crop row spacing and its influence on the partitioning of evapotranspiration by winter-grown wheat in Northern Syria. *Plant Soil* 268, 195–208.
- Endreny, T.A., Wood, E.F., 2001. Representing elevation uncertainty in runoff modeling and flowpath mapping. *Hydrol. Process.* 15, 2223–2236.
- Evans, K.G., Loch, R.J., 1996. Using the RUSLE to identify factors controlling erosion rates of mine soils. *Land Degrad. Dev.* 7(3), 267–277.
- Fairfield, J., Leymarie, P., 1991. Drainage networks from grid digital elevation models. *Water Resour. Res.* 27(5), 709–717.
- Fallou, F.A. 1862. *Pedologie oder allgemeine und besondere Bodenkunde*. G. Schönfeld's Buchhandlung, Dresden.
- FAO-ISRIC, 1998. *World Reference Base*, Rome, 91 pp.
- Farrell, T.A., Marion, J.L., 2001. Identifying and assessing ecotourism visitor impacts at eight protected areas in Costa Rica and Belize. *Environ. Conserv.* 28(3), 215–225.
- Fernandez, C., Wu, J.Q., McCool, D.K., Stöckle, C.O., 2003. Estimating water erosion and sediment yield with GIS, RUSLE, and SEDD. *J. Soil Water Conserv.* 58(3), 128–136.
- Ferro, V., Stefano, C.D., Giordano, G., Rizzo, S., 1998. Sediment delivery processes and the spatial distribution of caesium-137 in a small Sicilian basin. *Hydrol. Process.* 12(5), 701–711.
- Foster, G.R., Lane, L.J., Nowlin, J.D., et al., 1980. A model to estimate sediment yield from field sized areas: Development of model. En: *CREAMS-A Field Scale Model for Chemicals, Runoff, and Erosion From Agricultural Management Systems: Volume 1, Model Documentarion*. U.S. Dep. Agric. Conserv. Res. Rep. 26, pp. 36–64.
- Fu, B.J., Zhao, W.W., Chen, L.D., Zhang, Q.J., Lü, Y.H., Gulinck, H., Poesen, J., 2005. Assessment of soil erosion at largewatershed scale using rusle and gis: a case study in the loess plateau of china. *Land Degrad. Dev.* 16, 73–85.
- Fu, G., Chena, S., McCool, D.K., 2006. Modeling the impacts of no-till practice on soil erosion and sediment yield with RUSLE, SEDD, and ArcView GIS. *Soil Till. Res.* 85, 38–49.
- Gimeno-García, E., Andreu, V., Rubio, J.L., 2007. Influence of vegetation recovery on water erosion at short and medium-term after experimental fires in a Mediterranean shrubland. *Catena* 69(2), 150-160.
- Gilley, J.E., Risse, L.M., Eghball, B., 2002. Managing runoff following manure application. *J. Soil Water Conserv.* 57(6), 530–533.

- Gómez, J.A., Nearing, M.A., 2005. Runoff and sediment losses from rough and smooth soil surfaces in a laboratory experiment. *Catena* 59, 253– 266.
- González-Bonorino, G., Osterkamp, W.R., 2004. Applying RUSLE 2.0 on burned-forest lands: An appraisal. *J. Soil Water Conserv.* 59(1), 36–42.
- González-Hidalgo, J.C., 1996. Los índices de agresividad de la lluvia y su aplicación en la valoración de la erosión del suelo. *Cuadernos Técnicos de la S.E.G.* 10, 5–37.
- Gonzalez-Hidalgo, J.C., De Luis, M., Raventós, J., Cortina, J., Sanchez, J.R., 2004. Hydrological response of Mediterranean gorse shrubland under extreme rainfall simulation event. *Z. Geomorphol.* 48(3), 293–304.
- González-Hidalgo, J.C., De Luis, M., Raventós, J., Sánchez, J.R., 2001. Spatial distribution of seasonal rainfall trends in a western Mediterranean area. *Int. J. Climatol.* 21, 843–860.
- González-Hidalgo, J.C., Peña-Monné, J.L., de Luis, M., 2007. A review of daily soil erosion in Western Mediterranean areas. *Catena* 71(2), 193–199.
- Govers, G., Van Oost, K., Poesen, J., 2006. Responses of a semi-arid landscape to human disturbance: A simulation study of the interaction between rock fragment cover, soil erosion and land use change. *Geoderma* 133, 19–31.
- Gravelius, H., 1914. *Flußkunde*, Göschen, Berlin (1914).
- Guitian, F., Carballas, T., 1976. *Técnicas de análisis de suelos*. Ed. Pico Sacro. Santiago de Compostela, 288 pp.
- Gutiérrez, M., Sancho, C., Benito, G., Sirvent, J., Desir, G., 1997. Quantitative study of piping processes in badland areas of the Ebro Basin, NE Spain. *Geomorphology* 20(3-4), 237–253.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Gutiérrez-Elorza, M., Marín, C., Desir, G., Maldonado, C., 2005. Spatial distribution, morphometry and activity of La Puebla de Alfindén sinkhole field in the Ebro river valley (NE Spain): Applied aspects for hazard zonation. *Environ. Geol.* 48(3), 360–369.
- Gyssels, G., Poesen, J., Liu, G., Van Dessel, W., Knapen, A., De Baets, S., 2006. Effects of cereal roots on detachment rates of single- and double-drilled topsoils during concentrated flow. *Eur. J. Soil Sci.* 57, 381–391.
- Hammad, A.A., Lundekvam, H., Børresen, T., 2004. Adaptation of RUSLE in the Eastern Part of the Mediterranean Region. *Environ. Manage.* 34(6), 829–841.
- Hartanto, H., Prabhu, R., Widayat, A.S.E., Asdak, C., 2003. Factors affecting runoff and soil erosion: plot-level soil loss monitoring for assessing sustainability of forest management. *Forest Ecol. Manag.* 180, 361–374.
- Hénin, S., Monnier, G., 1956. *Evaluation de la stabilité de la structure du sol*. CRAISS, Paris.
- Himrane, H., Camarero, J.J., Gil-Pelegrín, E., 2004. Morphological and ecophysiological variation of the hybrid oak *Quercus subpyrenaica* (*Q. faginea* × *Q. pubescens*). *Trees* 18, 566–575

- Hogarth, W.L., Sardana, V., Watson, K.K., Sander, G.C., Parlange, J.Y., Haverkamp, R., 1991. Testing of approximate expression for soil water status at the surface during infiltration. *Water Resour. Res.* 27(8), 1957–1961.
- Horton, R.E., 1932. Drainage basin characteristics. *T. Am. Geophys. Union* 13, 350–361.
- Hosking, J.R.M., 1990. L-moments: analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *J. Roy. Stat. Soc. B: Methodological* 52, 105–124.
- Hudson, N.W., 1961. An introduction to the mechanics of soil erosion under conditions of sub-tropical rainfall. *T. Rhodesian Sci. Assoc.*, 15–25.
- 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.
- Hudson, N., 1982. Conservación del suelo. Reverté, España.
- Hussein, M.H., 1998. Water erosion assessment and control in Northern Iraq. *Soil Till. Res.* 45, 161–173.
- Hussein, M.H., Kariem, T.H., Othman, A.K., 2007. Predicting soil erodibility in northern Iraq using natural runoff plot data. *Soil Till. Res.* 94, 220–228.
- IGME, 1982. Mapa Geológico de España 1:50.000. No. 289: Benabarre. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Igwe, C.A., 2003. Erodibility of soils of the upper rainforest zone, southeastern Nigeria. *Land Degrad. Dev.* 14, 323–334.
- Igwe, C.A., 2005. Erodibility in relation to water-dispersible clay for some soils of eastern Nigeria. *Land Degrad. Dev.* 16, 87–96.
- Instituto Pirenaico de Ecología – Gobierno de Aragón (Departamento de Medio Ambiente), 2005. Atlas de la Flora de Aragón. (<http://www.ipe.csic.es/floragon/>).
- Jackson, R.B., Canadell, J., Ehleringer, J.R., Mooney, H.A., Sala, O.E., Schulze, E.D., 1996. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia* 108, 389–411.
- Jakab, G., Kertész, Á., Dezső, Z., Madarász, B., Szalai, Z., Bádonyi, K., 2007. The role of gully erosion in total soil loss at catchment scale. *Geophys. Res. Abstr.* 9, 11232.
- Jetten, V., Govers, G., Hessel, R., 2003. Erosion models: Quality of spatial predictions. *Hidrol. Process.* 17(5), 887–900.
- Jetten, V., De Roo, A., Favis-Mortlock, D., 1999. Evaluation of field-scale and catchment-scale soil erosion models. *Catena* 37(3–4), 521–541.
- Kéfi, S., Rietkerk, M., Alados, C.L., Pueyo, Y., Papanastasis, V.P., ElAich, A., de Ruiter, P.C., 2007. Spatial vegetation patterns and imminent desertification in Mediterranean arid ecosystems. *Nature* 449(7159), 213–217.
- Kelkar, V.N., 1959. *Indian. J. Meteorol. Geophys.* 10, 125–136.
- Kinnel, P.I.A., 1981. Rainfall intensity-kinetic energy relationships for soil loss prediction. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 153–155.

- Knapen, A., Poesen, J., De Baets, S., 2007. Seasonal variations in soil erosion resistance during concentrated flow for a loess-derived soil under two contrasting tillage practices. *Soil Till. Res.* 94, 425–440.
- Kuhnert, M., Güntner, A., Zabel, K., Chabrillat, S., Haubrock, S., Creutzfeld, B., 2007. Separation of rill and interrill erosion by qualitative and quantitative measurements in the field. *Geophys. Res. Abstr.* 9, 08223.
- Kværnø, S.H., Øygardena, L., 2006. The influence of freeze–thaw cycles and soil moisture on aggregate stability of three soils in Norway. *Catena* 67(3), 175–182.
- Lal, R., 1994. *Soil Erosion Research Methods*. Soil and Water Conservation Society (Aukeny), 3rd Edition. St. Lucie Press, Delray Beach.
- Lal, R., 2003. Soil erosion and the global carbon budget. *Environ. Int.* 29, 437–450.
- Lal, R., 2007. Anthropogenic influences on world soils and implications to global food security. *Adv. Agron.* 93, 69–93.
- Lasanta, T., González-Hidalgo, J.C., Vicente-Serrano, S.M., Sferi, E., 2006. Using landscape ecology to evaluate an alternative management scenario in abandoned Mediterranean mountain areas. *Landscape Urban Plan.* 78(1–2), 101–114.
- Laws, J.O., Parsons, D.A., 1943. The relation of raindrop-size to intensity. *Eos. T. Am. Geophys. Un.* 24, 452 – 460.
- Lea, N.L., 1992. An aspect driven kinematic routing algorithm. En: Parsons, A.J., Abrahams, A.D. (Eds.), *Overland Flow: Hydraulics and Erosion Mechanics*. New York: Chapman & Hall, pp. 393–407.
- Lecce, S.A., Pease, P.P., Gares, P.A., Wang, J., 2006. Seasonal controls on sediment delivery in a small coastal plain watershed, North Carolina, USA. *Geomorphology* 73, 246– 260.
- Lesschen, J.P., Cammeraat, L.H., 2007. Hydrological connectivity as a concept for upscaling runoff and erosion in semi-arid areas. *Geophys. Res. Abstr.* 9, 00854.
- Lewis, L.A., Verstraeten, G., Zhu, H.L., 2005. RUSLE applied in a GIS framework: Calculating the LS factor and deriving homogeneous patches for estimating soil loss. *Int. J. Geogr. Inf. Syst.* 19(7), 809–829.
- Li, S., Lobb, D.A., Lindstrom, M.J., 2007. Tillage translocation and tillage erosion in cereal-based production in Manitoba, Canada. *Soil Till. Res.* 94(1), 164–182.
- Lindsay, J.B., 2003. A physically based model for calculating contributing area on hillslopes and along valley bottoms. *Water Resour. Res.* 39(12), Art. No. 1332.
- Lindsay, J.B., Creed, I.F., 2006. Distinguishing actual and artefact depressions in digital elevation data. *Comput. Geosci.* 32(8), 1192–1204.
- Llasat, M.C., 2001. An objective classification of rainfall events on the basis of their convective features: Application to rainfall intensity in the Northeast of Spain. *Int. J. Climatol.* 21(11), 1385–1400.

- Llorens, P., Poch, R., Latron, J., Gallart, F., 1997. Rainfall interception by a *Pinus sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous abandoned area I. Monitoring design and results down to the event scale. *J. Hydrol.* 199(3–4), 331–345.
- Llorens, P., Domingo, F., 2007. Rainfall partitioning by vegetation under Mediterranean conditions. A review of studies in Europe. *J. Hydrol.* 335, 37–54.
- Longmore, M.E., O'Leary, B.M., Rose, C.W., 1983. Caesium-137 profiles in the sediments of a partial-meromictic lake on Great Sandy Island (Fraser Island), Queensland, Australia. *Hydrobiologia* 103(1), 21–27.
- López, M.V., de Dios Herrero, J.M., Hevia, G.G., Gracia, R., Buschiazzo, D.E., 2007. Determination of the wind-erodible fraction of soils using different methodologies. *Geoderma* 139(3–4), 407–411.
- López-Moreno, J. I., Beguería, S., García-Ruiz, J. M., 2006. Trends in high flows in the central Spanish Pyrenees: response to climatic factors or to land-use change?. *Hydrolog. Sci. J.* 51(6), 1039–1050.
- **López-Vicente, M.**, Navas, A., 2004. Modelos de predicción de la erosión y transporte del suelo. *Geo-Temas* 6(4), 269–271.
- **López-Vicente, M.**, Navas, A., 2005. Solving topography of Digital Elevation Model in karstic environments: a case study in the External Ranges of the Pyrenees. En: Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Desir, G., Guerrero, J., Lucha, P., Marín, C., García-Ruiz, J.M. (Eds.), *Geomorphology in regions of environmental contrasts. Abstracts Volume of the Sixth International Conference on Geomorphology, Zaragoza*, pp. 388.
- **López-Vicente, M.**, Navas, A., Machín, J., 2006a. Variaciones espaciales del factor de erodibilidad K (RUSLE) en una cuenca con dolinas de colapso en el Pirineo oscense. En: Pérez Alberti, A., López Bedoya, J. (Eds.): *Geomorfología y territorio. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Cursos e Congresos. Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela*, pp. 201–211.
- **López-Vicente, M.**, Navas, A., Machín, J., 2008a. Modelling soil detachment rates in rainfed agrosystems in the south-central Pyrenees. *Agricultural Water Management* 95(9), 1079–1089.
- **López-Vicente, M.**, Navas, A., Machín, J., 2008b. Identifying erosive periods by using RUSLE factors in mountain fields of the Central Spanish Pyrenees. *Hydrol. Earth Syst. Sc.* 12(2), 523–535.
- **López-Vicente, M.**, Navas, A., Machín, J. Geomorphic mapping in endorheic subcatchments in the Spanish Pyrenees: an integrated GIS analysis of topographic-karstic features. *Geomorphology*, En Revisión.
- **López-Vicente, M.**, Navas, A., Machín, J., Gaspar, L., 2006b. Modelización de la pérdida de suelo en una cuenca endorreica del Pirineo oscense. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 32, 29–42.
- **López-Vicente, M.**, Nelson, R., Stockle, C.O., Navas, A., Machín, J., 2005. Modelización de la capacidad de transporte distribuida en subcuencas endorreicas del Pirineo oscense. En: Jiménez Ballesta, R., Álvarez González, A.M. (Eds.). *Comunicaciones del II Simposio Nacional Sobre Control de la Degradación de Suelos, Madrid – España*, pp. 813–817.

- Loureiro N.D., Coutinho, M.A., 2001. A new procedure to estimate the RUSLE EI30 index, based on monthly rainfall data and applied to the Algarve region, Portugal. *J. Hydrol.* 250, 12–18.
- Lu, D., Li, G., Valladares, G. S., Batistella, M., 2004. Mapping soil erosion risk in Rondônia, Brazilian Amazonia: using RUSLE, remote sensing and GIS. *Land Degrad. Dev.* 15, 499–512.
- Machín, J., Navas, A., 1995. Land evaluation and conservation of semiarid agrosystems in Zaragoza (NE Spain) using an expert evaluation system and GIS. *Land Degrad. Rehabl.* 6(4), 203–214.
- Machín, J., Navas, A., Domenech, S., **López-Vicente, M.**, 2005. El río Arlanza en cabecera: Evolución reciente y tendencias en condiciones de cambio global. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 31, 77–95.
- Maestre, F.T., Huesca, M., Zaady, E., Bautista, S., Cortina, J., 2002. Infiltration, penetration resistance and microphytic crust composition in contrasted microsites within a Mediterranean semi-arid steppe. *Soil Biol. Biochem.* 34(6), 895–898.
- Mandal, D., Dadhwal, K.S., Kholá, O.P.S., Dhyani, B.L., 2006. Adjusted T values for conservation planning in northwest Himalayas of India. *J. Soil Water Conserv.* 61(6), 391–397.
- Marques, M.J., Bienes, R., Jiménez, L., Pérez-Rodríguez, R., 2007. Effect of vegetal cover on runoff and soil erosion under light intensity events. Rainfall simulation over USLE plots. *Sci. Total Environ.* 378, 161–165.
- Martín-Serrano, A., Nozal, F., Salazar, A., Suárez, A., 2005. Geomorfología subaérea. Explicación de los elementos representados. En: Martín-Serrano, A. (Ed.), *Mapa Geomorfológico de España y del margen continental a escala 1:1.000.000*. IGME, Madrid, pp. 23-44.
- Martínez-Casasnovas, J.A., Sánchez-Bosch, I., 2000. Impact assessment of changes in land use/conservation practices on soil erosion in the Penedès–Anoia vineyard region (NE Spain). *Soil Till. Res.* 57, 101–106.
- Mathys, N., Esteves, M., Grésillon, J.M., 2007. The seasonal cycle of deposition and scouring in the channel network as a key process for erosion response in badlands catchments, (Draix, Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geophys. Res. Abstr.* 9, 08654.
- Mayor, A.G., Bautista, S., Llovet, J., Bellot, J., 2007. Post-fire hydrological and erosional responses of a Mediterranean landscape: Seven years of catchment-scale dynamics. *Catena* 71(1), 68–75.
- Meehl, G.A., Arblaster, J.M., Tebaldi, C., 2005. Understanding future patterns of increased precipitation intensity in climate model simulations. *Geophys. Res. Lett.* 32(18), Art. No. L18719.
- Meyer, L.D., Wischmeier, W.H., 1969. Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. *T. ASAE* 12, 754–758 and 762.
- Mikos, M., Jost, D., Petkovsek, G., 2006. Rainfall and runoff erosivity in the alpine climate of north Slovenia: a comparison of different estimation methods. *Hydrolog. Sci. J.* 51(1), 115–126.
- Miller, V.C., 1953. A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch mountain area. Office Naval Research Project NR 389-042, Tech. Rep. 3. Columbia University.

- Ministerio de Medio Ambiente, 2006. Perfil Ambiental de España 2005. Informe basado en indicadores. Madrid, 19 pp.
- Mitasova, H.M., Hofierka, J., Zlocha, M., Iverson, L.R., 1996. Modelling topographic potential for erosion and deposition using GIS. *Int. J. Geogr. Inf. Syst.* 10, 629–641.
- Moore, I.D., Burch, F.J., 1986a. Modelling erosion and deposition: topographic effects. *T. ASAE* 29, 1624–1630.
- Moore, I.D., Burch, F.J., 1986b. Physical basis of the length-slope factor in the Universal Soil Loss Equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 1294–1298.
- Moore, I.D., Burch, F.J., 1986c. Sediment transport capacity of sheet and rill flow: Application of unit stream power theory. *Water Resour. Res.* 22, 1350–1360.
- Moore, I.D., Wilson, J.P., 1992. Length-slope factors for the Revised Universal Soil Loss Equation: simplified method of estimation. *J. Soil Water Conserv.* 47(5), 423–428.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Moreno, A., González-Sampériz, P., Mata, P., Romero, O., Maestro M., Navas, A., 2007. Holocene palaeohydrology and climate variability in northeastern Spain: The sedimentary record of Lake Estanya (Pre-Pyrenean range). *Quatern. Int.*, DOI 10.1016/j.quaint.2007.02.021.
- Morgan, R.P.C., 1995. *Soil Erosion and Conservation*, 2nd Edition. Longman Group and J. Wiley & Sons, Essex, 198 pp.
- Morgan, R.P.C., 2001. A simple approach to soil loss prediction: a revised Morgan–Morgan–Finney model. *Catena* 44, 305–322.
- Morgan, R.P.C., Morgan, D.D.V., Finney, H.J., 1984. A predictive model for the assessment of soil erosion risk. *J. Agric. Eng. Res.* 30, 245–253.
- Morgan, R.P.C., Quinton, J.N., Smith, R.E., Govers, G., Poesen, J.W.A., Auerswald, K., Chisci, G., Torri, D., Styczen, M.E., 1998. The European soil erosion model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surf. Proc. Land.* 23, 527–544.
- Morschel, J., Fox, D.M., Bruno, J.-F., 2004. Limiting sediment deposition on roadways: topographic controls on vulnerable roads and cost analysis of planting grass buffer strips. *Environ. Sci. Policy* 7, 39–45.
- Nadal-Romero, E., Regüés, D., Martí-Bono, C., Serrano-Muela, P., 2007. Badland dynamics in the Central Pyrenees: temporal and spatial patterns of weathering processes. *Earth Surf. Proc. Land.* 32, 888–904.
- Nagler, P.L., Glenn, E.P., Thompsona, T.L., Huete, A., 2004. Leaf area index and normalized difference vegetation index as predictors of canopy characteristics and light interception by riparian species on the Lower Colorado River. *Agr. Forest Meteorol.* 125, 1–17.
- Navas, A., 1990. The effect of simulated runoff on the erosion of gypsiferous soils. *Land Degrad. Rehabil.* 2, 117–126.

- Navas, A. 1993. Soil losses under simulated rainfall in semiarid shrublands of the Ebro valley. *Soil Use Manage.* 9(4), 152–157.
- Navas, A., 1995. Cuantificación de la erosión mediante el radioisótopo cesio 137. *Sociedad Española de Geomorfología. Cuadernos Técnicos de la SEG, N° 8.* Geoforma Ediciones. Logroño, 16 pp.
- Navas, A., 2002. Erosion and sedimentation features in mediterranean landscapes assessed by fallout ¹³⁷Cs. *Nucleus* 32, 31–37.
- Navas, A., Alberto, F., Machín, J., Galan, A., 1990. Design and operation of a rainfall simulator for field studies of runoff and soil erosion. *Soil Technol.* 3, 385–397.
- Navas, A., García-Ruiz, J.M., Machín, J., Lasanta, T., Walling, D., Quine, T., Valero, B., 1997a. Aspects of soil erosion in dry farming land in two changing environments of the central Ebro valley, Spain. En: Walling, D.E., Probst, J.L. (Eds.), *Human Impact on Erosion and Sedimentation.* IAHS Publi. 245, 13–20.
- Navas, A., Machín, J., 1991. A preliminary research on the use of cesium 137 to investigate soil erosion in the semiarid landscape of the central Ebro river valley. En: Garcia Ruiz, J.M., Rubio, J.L., Sala, M. (Eds.), *Soil Erosion Studies in Spain*, pp. 191–202.
- Navas, A., Machín, J., Beguería, S., **López-Vicente, M.**, Gaspar, L., 2007a 2008. Soil properties and physiographic factors controlling the natural vegetation re-growth in a disturbed catchment of the Central Spanish Pyrenees. *Agroforest. Syst.* 72(3): 173–185.
- Navas, A., Machín, J., Soto, J., 2005. Assessing soil erosion in a Pyrenean mountain catchment using GIS and fallout ¹³⁷Cs. *Agr. Ecosyst. Environ.* 105, 493–506.
- Navas, A., Machín, J., Valero, B., 1997b. El relleno sedimentario del embalse de Barasona: facies, procesos de depósito y datación. En: Comité de expertos para el vaciado del embalse de Joaquín Costa. Confederación Hidrográfica del Ebro – Ministerio de Medio Ambiente. Convenio FCC – Confederación Hidrográfica del Ebro – CSIC. Zaragoza, 98 pp.
- Navas, A., Valero-Garcés, B., Gaspar, L., García-Ruiz, J.M., Beguería, S., Machín, J., **López-Vicente, M.**, 2007b. Variabilidad espacial del transporte de sedimento en la cuenca superior del río Aragón. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, EN PRENSA.
- Navas, A., Valero-Garcés, B.L., Machín, J., 2004. An approach to integrated assesment of reservoir siltation: the Joaquín Costa reservoir as case study. *Hydrol. Earth Syst. Sc.* 8(6), 1193–1199.
- Navas, A., Valero, B., Machín, J., Walling, D., 1998b. Los sedimentos del embalse de Joaquín Costa y la historia de su depósito. *Limnética* 14, 93–112.
- Navas, A., Walling, D. 1992. Using caesium-137 to assess sediment movement in a semiarid upland environment in Spain. En: Walling, D.E., Davies, T.R., Hasholt, B. (Eds.), *Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions.* IAHS 209, 129–138.
- Navas, A., Walling, D.E., Quine, T., Machín, J., Soto, J., Domenech, S., **López-Vicente, M.**, 2007c. Variability in ¹³⁷Cs inventories and potential climatic and lithological controls in the Central Ebro valley, Spain. *J. Radioanal. Nucl. Ch.* 274(2), 331–339.

- Nolan, S.C., van Vilet, L.J.P., Goddard, T.W., Flesch, T.K., 1997. Estimating storm erosion with a rainfall simulator. *Can. J. Soil Sci.* 77, 669–676.
- Nyakatawa, E.Z., Jakkula, V., Reddy, K.C., Lemunyon, J.L., Norris Jr., B.E., 2007. Soil erosion estimation in conservation tillage systems with poultry litter application using RUSLE 2.0 model. *Soil Till. Res.* 94, 410–419.
- Nyssen, J., Poesen, J., Moeyersons, J., Deckers, J., Haile, M., 2006. Processes and rates of rock fragment displacement on cliffs and scree slopes in an amba landscape, Ethiopia. *Geomorphology* 81, 265–275.
- O'Callaghan, J.F., Mark, D.M., 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Comput. Vision Graph* 28(3), 323–344.
- Oldeman, L.R., 1994. The global extent of soil degradation. En: Greenland, D.J., Szabolcs, I. (Eds.), *Soil Resilience and Sustainable Land Use*. CAB International, Wallingford, UK, pp. 99–118.
- Onaga, K., Shirai, K., Yoshinaga, A., 1988. Rainfall erosion and how to control its effects on farmland in Okinawa. En: Rimwanich, S. (Ed.), *Land Conservation for Future Generation*. Department of Land Development, Bangkok, pp. 627–639.
- Onori, F., De Bonis, P., Grauso, S., 2006. Soil erosion prediction at the basin scale using the revised universal soil loss equation (RUSLE) in a catchment of Sicily (southern Italy). *Environ. Geol.* 50, 1129–1140.
- Palmer, A.N., Palmer, M.V., 2005. Hydraulic processes in the origin of tiankengs. *Cave & Karst Sci.* 32(2–3), 101–106.
- Parachinni, M.L., Minacapilli, M., Bertolo, F., Folving, S., 1997. Soil erosion modelling and coastal dynamics: a case study from Sicily. En: *Remote Sensing Society: Observations and Interactions*. Nottingham, pp. 334–339.
- Peeters, I., Rommens, T., Verstraeten, G., Govers, G., Van Rompaey, A., Poesen, J., Van Oost, K., 2006. Reconstructing ancient topography through erosion modeling. *Geomorphology* 78, 250–264.
- Pérez-Cabello, F., de la Riva Fernández, J., Montorio Llovería, R., García-Martín, A., 2006. Mapping erosion-sensitive areas after wildfires using fieldwork, remote sensing, and geographic information systems techniques on a regional scale. *J. Geophys. Res. G: Biogeosciences* 111(4), art. no. G04S10.
- Piccolo, A., Mbagwu, J.S.C., 1990. Effects of different organic wastes amendments on soil microaggregates stability and molecular sizes of humic substances. *Plant Soil* 123, 27 – 37.
- Poesen, J.W., van Wesemael, B., Bunte, K., Solé Benet, A., 1998. Variation of rock fragment cover and size along semiarid hillslopes: a case-study from southeast Spain. *Geomorphology* 23, 323–335.
- Porta, J., López-Acevedo, M., Roquero, C., 2003. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. 3.^a Edición. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, 960 pp.
- Porto, P., Walling, D.E., Ferro, V., 2001. Validating the use of caesium-137 measurements to estimate soil erosion rates in a small drainage basin in Calabria, Southern Italy. *J. Hydrol.* 248, 93–108.

- Poudel, D.D., Midmore, D.J., West, L.T., 1999. Erosion and productivity of vegetable systems on sloping volcanic ash-derived Philippine soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63(5), 1366–1376.
- Quine, T., Navas, A., Walling, D.E., Machín, J., 1994. Soil erosion and redistribution on cultivated and uncultivated land near Las Bardenas in the Central Ebro River Basin, Spain. *Land Degrad. Rehabil.* 5, 41–55.
- Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P., Planchon, O., 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrol. Process.* 5(1), 59–79.
- Rambal, S., Ourcival, J.M., Offre, R.J., Mouillot, F., Nouvellon, Y., Reichstein, M., Rocheteau, A., 2003. Drought controls over conductance and assimilation of a Mediterranean evergreen ecosystem: scaling from leaf to canopy. *Global Change Biol.* 9, 1813–1824.
- Ramos, M.C., Porta, J., 1994. Rainfall intensity and erosive potentiality in the NE Spain Mediterranean area: results on sustainability of vineyards. *Il Nuovo Cimento* 17, 291 – 299.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., Saxton, K.E., 1982. Estimation of soil water properties. *T. ASAE* 25, 1316–1320.
- Regüés, D., Gallart, F., 2004. Seasonal patterns of runoff and erosion responses to simulated rainfall in a badland area in Mediterranean mountain conditions (Vallcebre, Southeastern Pyrenees). *Earth Surf. Proc. Land.* 29, 755–767.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., Yoder, D.C., 1997. *Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*. Handbook #703. US Department of Agriculture, Washington, DC.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., Porter, J.P., 1991. RUSLE – Revised universal soil loss equation. *J. Soil Water Conserv.* 46(1), 30–33.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Yoder, D.C., McCool, D.K., 1994. Rusle revisited: status, questions, answers, and the future. *J. Soil Water Conserv.* 49, 213–220.
- Renschler, C.S., Mannaerts, C., Diekkruger, B., 1999. Evaluating spatial and temporal variability in soil erosion risk – rainfall erosivity and soil loss ratios in Andalusia, Spain. *Catena* 34, 209–225.
- Riera, S., López-Sáez, J.A., Julià, R., 2006. Lake responses to historical land use changes in northern Spain: The contribution of non-pollen palynomorphs in a multiproxy study. *Rev. Palaeobot. Palyno.* 141, 127–137.
- Riera, S., Wansard, G., Julià, R., 2004. 2000-year environmental history of a karstic lake in the Mediterranean Pre-Pyrenees: the Estanya lakes (Spain). *Catena* 55(3), 293–324.
- Rijdsdijk, A., Sampurno Bruijnzeel, L.A., Kukuh Sutoto, C., 2007. Runoff and sediment yield from rural roads, trails and settlements in the upper Konto catchment, East Java, Indonesia. *Geomorphology* 87, 28–37.
- Ritchie, J.C., McHenry, J.R., 1990. Application of radioactive fallout cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: A review. *J. Environ. Qual.* 19(2), 215–233.

- Ritchie, J.C., McHenry, J.R., Gill, A.C., 1974. Fallout ¹³⁷Cs in the soils and sediments of three small watersheds. *Ecology* 55(4), 887–890.
- Rodríguez, A.B.M., Schnabel, S., 1998. Medición de la interceptación de las precipitaciones por la encina (*Quercus rotundifolia* lam.): metodología e instrumentalización. *NORBA-Journal of Geography* 10, 95–112.
- Rodríguez-Calcerrada, J., Pardos, J.A., Gil, L., Aranda, I., 2007. Summer field performance of *Quercus petraea* (Matt.) Liebl and *Quercus pyrenaica* Willd seedlings, planted in three sites with contrasting canopy cover. *New Forest*. 33, 67–80.
- Rodríguez-Fernández, L.R., 2004. Mapa Tectónico de España a escala 1:2.000.000. En: Vera, J.A., (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 884 pp.
- Rosewell, C.J., 1986. Rainfall kinetic energy in eastern Australia. *J. Clim. Appl. Meteorol.* 25, 1695–1701.
- Sadiki, A., Bouhlassa, S., Auajjar, J., Faleh, A., Macaire, J.J., 2004. Utilisation d'un SIG pour l'évaluation et la cartographie des risques d'érosion par l'Equation universelle des pertes en sol dans le Rif oriental (Maroc): cas du bassin versant de l'oued Boussouab. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre* 26, 69–79.
- Salles, C., Poesen, J., 2000. Rain properties controlling soil splash detachment. *Hydrol. Process.* 14, 271–282.
- Salles, C., Poesen, J., Sempere-Torres, D., 2002. Kinetic energy of rainfall and its functional relationship with intensity. *J. Hydrol.* 257, 256–270.
- Sánchez, J.L., Fernández, M.V., Fernández, J.T., Tuduri, E., Ramis, C., 2003. Analysis of mesoscale convective systems with hail precipitation. *Atmos. Res.* 67–68, 573–588.
- Sancho Marcén, C., 1988. El polje de Saganta (Sierras Exteriores Pirenaicas, Provincia de Huesca). *Cuaternario y Geomorfología* 2(1-4), 107-114.
- Sarris, D., Christodoulakis, D., Körner, C., 2007. Recent decline in precipitation and tree growth in the eastern Mediterranean. *Global Change Biol.* 13(6), 1187–1200.
- Schäuble, H., 2005. Sedimentfrachtprognosen mit GIS - Neue Strategien für globale Modellgleichungen unter besonderer Berücksichtigung von Staudämmen und des zeitlichen Wandels. Dissertation. Institut für Angewandte Geowissenschaften, Technische Universität Darmstadt.
- Schertz, D.L., 1983. The basis for soil loss tolerances. *J. Soil Water Conserv.* 38(1), 10–14.
- Schoorl, J.M., Boix Fayos, C., de Meijer, R.J., van der Graaf, E.R., Veldkamp, A., 2004. The Cs-137 technique applied to steep Mediterranean slopes (Part I): the effects of lithology. *Catena* 57, 15–34.
- Schumm, S.A., 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Yersey. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 67, 597–646.
- Seeger, M., 2007. Uncertainty of factors determining runoff and erosion processes as quantified by rainfall simulations. *Catena* 71(1), 56–67.

- Sempere-Torres, D., Salles, C., Creutin, J.D., Delrieu, G., 1992. Quantification of soil detachment by raindrop impact: performance of classical formulae of kinetic energy in Mediterranean storms. En: Borgen, Walling, D.E., Day, T. (Eds.). Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basins, IAHS Publication 210, Oslo, pp. 115–124.
- Simanton, J.R., Rawitz, E., Shirley, E.D., 1984. Effects of rock fragments on erosion of semiarid rangeland soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 13, 65–72.
- Sirvent, J., Desir, G., Gutierrez, M., Sancho, C., Benito, G., 1997. Erosion rates in badland areas recorded by collectors, erosion pins and profilometer techniques (Ebro Basin, NE-Spain). *Geomorphology* 18(2), 61–75.
- Smets, T., Poesen, J., Fullen, M.A., Booth, C.A., 2007. Effectiveness of palm and simulated geotextiles in reducing run-off and inter-rill erosion on medium and steep slopes. *Soil Use Manage* 23(3), 306–316.
- Smith, D.D., 1941. Interpretation of soil conservation data for field use. *Agr. Eng.* 22, 173–175.
- Soto, J., Navas, A., 2004. A model of ¹³⁷Cs activity profile for soil erosion studies in uncultivated soils of Mediterranean environments. *J. Arid Environ.* 59, 719–730.
- Soto, J., Navas, A. A simple model of Cs-137 profile to estimate soil redistribution in cultivated stony soils. *Radiat. Meas.*, En Revisión.
- Sprengel, C. 1837. Die Bodenkunde, oder die Lehre vom Boden nebst einer vollständigen Anleitung zur chemischen Analyse der Ackererden. Jmmanuel Müller, Leipzig, Alemania, 450 pp.
- Staelens, J., De Schrijver, A., Verheyen, K., Verhoest, N.E.C., 2006. Spatial variability and temporal stability of throughfall water under a dominant beech (*Fagus sylvatica* L.) tree in relationship to canopy cover. *J. Hydrol.* 330, 651– 662.
- Stepinski, T. F., Stepinski, A. P., 2005. Morphology of drainage basins as an indicator of climate on early Mars. *J. Geophys. Res.* 110, E12S12.
- Svorin J, 2003. A test of three soil erosion models incorporated into a geographical information system. *Hydrol. Process.* 17(5), 967–977.
- Takken, I., Govers, G., Jetten, V., Nachtergaele, J., Steegen, A., Poesen, J., 2005. The influence of both process descriptions and runoff patterns on predictions from a spatially distributed soil erosion model. *Earth Surf. Proc. Land.* 30, 213–229.
- Tamura, T., 1964. Selective sorption reactions of caesium with mineral soils. *Nucl. Safety* 5, 263–268.
- Tapiador, F.J., Sanchez, E., Gaertner, M.A., 2007. Regional changes in precipitation in Europe under an increased greenhouse emissions scenario. *Geophys. Res. Lett.* 34(6), Art. No. L06701.
- Tappeiner, U., Tasser, E., Tappeiner, G., 1998. Modelling vegetation patterns using natural and antropogenic influence factors: preliminary experience with a GIS based model applied to an Alpine are. *Ecol. Model.* 113, 225–237.
- Tarboton, D.G., 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resour. Res.* 33(2), 309–319.

- Tarboton, D.G., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I., 1991. On the extraction of channel networks from digital elevation data. *Hydrol. Process.* 5, 81–100.
- Tejada, M., y Gonzalez, J.L., 2006. The relationships between erodibility and erosion in a soil treated with two organic amendments. *Soil Till. Res.* 91, 186–198.
- Tejero, R., Fernández-Gianotti, J. (Eds.), 2004. CD-Rom anexo al libro de Geología de España. En: *Geología de España* (Vera, J.A., Ed.). SGE-IGME, Madrid.
- Terzoudi, C.B., Gemtos, T.A., Danalatos, N.G., Argyrokastritis, I., 2007. Applicability of an empirical runoff estimation method in central Greece. *Soil Till. Res.* 92, 198–212.
- Tüfekçi, K., Şener, M., 2007. Evaluating of karstification in the Mentese Region of southwest Turkey with GIS and remote sensing applications. *Z. Geomorphol.* 51(1), 45–61.
- Uijlenhoet, R., Stricker, J.N.M., 1999. A consistent rainfall parameterization based on the exponential raindrop size distribution. *J. Hydrol.* 218, 101–127.
- U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service. 1983. National Soils Handbook No. 430.
- Usón, A., Ramos, M.C., 2001. An improved rainfall erosivity index obtained from experimental interrill soil losses in soils with a Mediterranean climate. *Catena* 43, 293–305.
- Valero-Garcés, B.L., Navas, A., Machín, J., Walling, D., 1999. Sediment sources and siltation in mountain reservoirs: a case study from the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology* 28, 23–41.
- Van Dijk, A.I.J.M., Bruijnzeel, L.A., Rosewell, C.J., 2002a. Rainfall intensity–kinetic energy relationships: a critical literature appraisal. *J. Hydrol.* 261, 1–23.
- Van Dijk, A.I.J.M., Meesters, A.G.C.A., Bruijnzeel, L.A., 2002b. Exponential Distribution Theory and the Interpretation of Splash Detachment and Transport Experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66, 1466–1474.
- Van Dijk, A.I.J.M., Measurements of rain splash on bench terraces in a humid tropical steepland environment. *Hydrol. Process.* 17, 513–535.
- Van Oost, K., Quine, T.A., Govers, G., De Gryze, S., Six, J., Harden, J.W., Ritchie, J.C., McCarty, G.W., Heckrath, G., Kosmas, C., Giraldez, J.V., Marques da Silva, J.R., Merckx, R., 2007. The Impact of Agricultural Soil Erosion on the Global Carbon Cycle. *Science* 318, 626.
- Van Remortel, R.D., Hamilton, M.E., Hickey, R.J., 2001. Estimating the LS factor for RUSLE through iterative slope length processing of digital elevation data within arclInfo grid. *Cartogr.* 30(1), 27–36.
- Vancampenhout, K., Nyssen, J., Gebremichael, D., Deckers, J., Poesen, J., Haile, M., Moeyersons, J., 2006. Stone bunds for soil conservation in the northern Ethiopian highlands: Impacts on soil fertility and crop yield. *Soil Till. Res.* 90, 1–15.
- Verstraeten, G., Poesen, J., Gillijns, K., Govers, G., 2006. The use of riparian vegetated filter strips to reduce river sediment loads: an overestimated control measure?. *Hydrol. Process.* 20, 4259–4267.
- Vicente-Serrano, S.M., Beguería-Portugués, S., 2003. Estimating extreme dry-spell risk in the middle Ebro valley (northeastern Spain): A comparative analysis of partial duration series with a general Pareto distribution and annual maxima series with a Gumbel distribution. *Int. J. Climatol.* 23, 1103–1118.

- Vicente-Serrano, S.M., Pons-Fernández, X., Cuadrat-Prats, J.M., 2004. Mapping soil moisture in the central Ebro river valley (northeast Spain) with Landsat and NOAA satellite imagery: A comparison with meteorological data. *Int. J. Remote Sens.* 25, 4325–4350.
- Vigiak, O., Okoba, B.O., Sterk, G., Groenenberg, S., 2005. Modelling catchment-scale erosion patterns in the East African Highlands. *Earth Surf. Proc. Land.* 30, 183–196.
- Vigiak, O., Sterk, G., Romanowicz, R.J., Beven, K.J., 2006. A semi-empirical model to assess uncertainty of spatial patterns of erosion. *Catena* 66, 198–210.
- Wagner, C.S., Massambani, O., 1988. Análise da relação intensidade de chuva: energia de Wischmeier & Smith e sua aplicabilidade à região de São Paulo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo* 12, 197–203.
- Walling, D.E., Bradley, S.B., Wilkinson, C.J., 1986. A Caesium-137 budget approach to the investigation of sediment delivery from a small agricultural drainage basin in Devon, UK. *Drainage basin sediment delivery. Proc. symposium, Albuquerque*, pp. 423–435.
- Walling, D.E., He, Q., 1999. Improved models for estimating soil erosion rates from cesium-137 measurements. *J. Environ. Qual.* 28(2), 611–622.
- Wang, E., Xin, C., Williams, J.R., Xu, C., 2006. Predicting soil erosion for alternative land uses. *J. Environ. Qual.* 35(2), 459–467.
- Wei, W., Chen, L.D., Fu, B.J., Huang, Z.L., Wu, D.P., Gui, L.D., 2007. The effect of land uses and rainfall regimes on runoff and soil erosion in the semi-arid loess hilly area, China. *J. Hydrol.* 335(3-4), 247–258.
- Wischmeier, W.H., 1959. A rainfall erosion index for a universal soil loss equation. *Soil Sci. Soc. Am. Pro.* 23, 246–249.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1958. Rainfall energy and its relationship to soil loss. *T. AGU* 39, 285–291.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1978. Predicting rainfall erosion losses. *Handbook #537. US Department of Agriculture, Washington, DC.*
- Yin, S., Xie, Y., Nearing, M.A., Wang, C., 2007. Estimation of rainfall erosivity using 5- to 60-minute fixed-interval rainfall data from China. *Catena* 70(3), 306–312.
- Zanchi, C., Torri, D., 1980. Evaluation of rainfall energy in central Italy. En: De Boodt, M., Grabiels, D. (Eds.), *Assessemnt of Erosion*. pp. 133–140.
- Zhang, R., 1997. Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61, 1024–1030.
- Zhu, X., Waltham, T., 2005. Tiankeng: Definition and description. *Cave & Karst Sci.* 32(2–3), 75–79.
- Zingg, A.W., 1940. Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. *Agr. Eng.* 21, 59–64.