

**EROSIÓN Y FUENTES DE SEDIMENTO EN LA CUENCA DEL
EMBALSE DE YESA (PIRINEO OCCIDENTAL): ENSAYO DE UNA
METODOLOGÍA BASADA EN TELEDETECCIÓN Y ANÁLISIS SIG**

Santiago Beguería Portugués

A mis padres

ÍNDICE

Prólogo

1. Introducción

- 1.1. Erosión y transferencia de sedimento: definición y dependencia de la escala
- 1.2. Erosión y transferencia de sedimento como problema ambiental
- 1.3. Objetivos, escala de trabajo y elección de la zona de estudio
- 1.4. Antecedentes metodológicos: aplicación de la teledetección espacial y la modelización geomorfológica al estudio de la erosión y la transferencia de sedimento en grandes cuencas hidrográficas
 - Aplicaciones de la teledetección al estudio de los suelos y la erosión*
 - Modelización de la erosión y el transporte de sedimento mediante simulación en un entorno SIG*

2. Descripción del área de estudio

- 2.1. Disposición general del relieve
- 2.2. Historia geológica y litología
- 2.3. Unidades geoestructurales
 - El Pirineo Axial*
 - Las Sierras Interiores*
 - El Sector del Flysch Eoceno*
 - La Depresión Interior Altoaragonesa*
 - La Cuenca molásica prepirenaica*
- 2.4. Dinámica geomorfológica actual y aporte de sedimentos al embalse de Yesa
- 2.5. El clima
 - Rasgos generales del clima*
 - Rasgos extremos del clima*
- 2.6. Los suelos
- 2.7. La vegetación y los usos del suelo
 - Piso alpino y subalpino*
 - Piso altimontano y montano húmedo*
 - Piso mesomontano y supramediterráneo*
 - Piso mesomediterráneo*
 - Evolución del uso del suelo*

3. Metodología

- 3.1. Fuentes de información
 - Modelo digital de elevaciones*
 - Mapa litológico*
 - Imágenes de satélite*
- 3.2. Preproceso de las imágenes: rectificación geométrica
- 3.3. Preproceso de las imágenes: corrección radiométrica
 - Estimación de la radiancia superficial, L_{1su}*
 - Estimación de la irradiancia superficial, E_1*

Implementación y resultados de la corrección radiométrica

3.4. Preproceso de las imágenes: compresión de la información mediante análisis factorial

Obtención e interpretación de la solución factorial

Cálculo de puntuaciones factoriales y obtención de la imagen factorial

3.5. Clasificación de la imagen y obtención del mapa de estados erosivos

Especificación de las categorías temáticas y selección de áreas de entrenamiento

Obtención y evaluación interna de las firmas espectrales

Evaluación inter-grupos de las firmas espectrales

Clasificación de la imagen

Obtención del mapa de estados erosivos

3.6. Modelización de la capacidad de transporte de sedimento y del potencial de erosión / sedimentación

Estimación de la capacidad de transporte de sedimento a partir de la potencia hidráulica de la escorrentía superficial

Implementación del modelo de transporte de sedimento: rugosidad superficial

Implementación del modelo de transporte de sedimento: pendiente

Implementación del modelo de transporte de sedimento: escorrentía superficial

Implementación del modelo de transporte de sedimento: gradiente de T

4. Resultados: caracterización de la erosión y fuentes de sedimento en la cuenca del embalse de Yesa

4.1. Estados erosivos

4.2. Potencial de erosión / sedimentación

4.3. Grandes unidades geoestructurales

Caracterización de la erosión y fuentes de sedimento en la Cuenca Molásica prepirenaica

Caracterización de la erosión y fuentes de sedimento en la Depresión Interior altoaragonesa

Caracterización de la erosión y fuentes de sedimento en el Sector del Flysch Eoceno

Caracterización de la erosión y fuentes de sedimento en las Sierras Interiores

Caracterización de la erosión y fuentes de sedimento en el Pirineo Axial

5. Conclusiones

Bibliografía

Apéndice A: Método de corrección radiométrica

Apéndice B: Cartografía

PRÓLOGO

La naturaleza nos somete a retos intelectuales cada vez más complejos. A medida que vamos entendiendo algunos de sus mecanismos surgen nuevas preguntas que requieren planteamientos y métodos bien diferentes de los anteriores y también más arriesgados por la incertidumbre de sus resultados. Pero la naturaleza es también la mejor escuela a la que pueden asistir geógrafos y geólogos, interesados en conocer la sucesión de hechos que explican la evolución del relieve y sus formas, allí donde la imaginación relaciona procesos y depósitos, laderas y fondos de valle, cambios climáticos y sucesión de niveles, actuación humana y erosión. Porque son muchos los factores que intervienen en geomorfología, pero entre ellos el clima y, recientemente, el hombre han concitado la mayor atención de los científicos.

Entre los geomorfólogos, los estudios sobre erosión del suelo han cobrado especial importancia en las últimas décadas. Las razones son muy sencillas: Por un lado, los procesos de erosión son el resultado de una interacción múltiple, a diferentes escalas espaciales y temporales, de factores muy dinámicos, tales como los cambios de uso del suelo, las fluctuaciones climáticas y las características de los suelos, junto a otros más estáticos como la topografía. Por otro lado, algunos geomorfólogos han visto en esos estudios una vertiente aplicada que reivindica socialmente a la profesión y la sitúa a la altura de otras barnizadas de una etiqueta de utilidad que, si he de ser sincero, me parece innecesaria a la hora de hablar de Ciencia. Sea por lo que fuere, lo cierto es que un número muy elevado de trabajos se han preocupado por jerarquizar los factores que explican la erosión del suelo y, mediante estaciones y cuencas experimentales, analizar la generación de escorrentía y el transporte de sedimento bajo diferentes condiciones de cubierta vegetal, cultivos, pendientes, tipos de suelo o, incluso, intensidad de la lluvia mediante simuladores. Los países ribereños del Mediterráneo y, en particular, España e Italia, han sido los más favorecidos por este impulso. En este sentido, es bien conocido que muchos científicos del centro y norte de Europa han contribuido a estudiar áreas de *badlands*, el efecto de gradientes climáticos sobre la erosión, o las consecuencias de distintas cubiertas forestales en España.

Se ha comentado con frecuencia que las diferentes Ciencias avanzan a saltos. Una nueva percepción del problema y la incorporación de técnicas avanzadas de análisis (de campo, laboratorio o estadísticas) producen en un momento dado un avance significativo que concentra esfuerzos y nuevas ideas que progresivamente se agotan. Se entra así en una fase plana en la que no hay nuevas contribuciones de gran relevancia. Tengo la impresión de que, desde el punto de vista de los estudios sobre erosión del suelo, estamos ahora en una de estas fases planas. Se sabe mucho sobre procesos, se conocen los factores de la erosión, incluso se pueden cuantificar e implementar en ecuaciones más o menos realistas. Pero ¿no tenemos todos la sensación de agotamiento? ¿no pensamos íntimamente que ha llegado el momento de un nuevo salto en el que estaciones y cuencas experimentales cobren otro protagonismo diferente del de producir tasas de erosión o jerarquizar factores? ¿no es ya imprescindible hablar de escalas, que hasta ahora se han incorporado de manera tímida? Los datos que salen de las parcelas son importantísimos, pero corren el riesgo de ser demasiado estáticos: ¿qué aporta una parcela de erosión en, por ejemplo, un jaral si no se sitúa en un contexto temporal y espacial más amplio? Cuando digo en este caso *temporal* me refiero a la necesidad de considerar los procesos como algo dinámico, que está cambiando continuamente en función de las fluctuaciones climáticas y en función de la mayor o menor presión

humana. Así, las preguntas que nos tenemos que hacer sobre ese jaral no deben estar relacionadas con cuánto sedimento se exporta, sino sobre todo cuánto en comparación con otras presiones humanas y con otros posibles usos y regímenes de precipitación. El paisaje actual es resultado de una evolución temporal, difícil de desentrañar, eso sí, pero imprescindible para saber en qué momento de la evolución nos situamos.

Por otro lado, cuando aludo a lo espacial, es evidente por qué lo hago y más desde mi perspectiva como geógrafo. La respuesta hidrológica y erosiva del territorio es heterogénea, como corresponde a la diversidad topográfica, litológica o geobotánica. Resolver esa diversidad es básica para todos nosotros. Recuerdo un libro de Hayward, para mí clásico por su contenido científico, aunque poco conocido en España, sobre una cuenca experimental neozelandesa en el que se abordan algunos de los problemas más importantes sobre generación de escorrentía y sedimento, en especial los relacionados con la identificación de las áreas fuentes de agua y de sedimento durante una tormenta y cómo varían esas áreas en función de la humedad antecedente del suelo y de la intensidad y duración de la tormenta. Hoy sabemos que las áreas sujetas a erosión no son necesariamente contribuyentes a la red fluvial. Para que lo sean es necesario que exista conectividad o accesibilidad y, en caso afirmativo, no todo el sedimento que se produce en la ladera llega finalmente al cauce. Durante tormentas cortas en estación seca se genera muy poca escorrentía y el sedimento procede del mismo cauce y áreas muy próximas; por el contrario, en estación húmeda, con lluvias prolongadas, toda la cuenca acaba siendo contribuyente, incluso las áreas bien protegidas por la vegetación, aunque la mayor parte del sedimento procede de los taludes que se desmoronan durante la avenida y de sectores próximos sujetos a saturación o incluso a flujos hortonianos. La identificación de las áreas fuente y su variabilidad según el estado de humedad antecedente y según las características de la lluvia es difícil de abordar incluso en pequeñas cuencas experimentales, pero existen ya resultados de gran interés en las cuencas de Vallcebre, gestionadas desde el Institut de Ciències de la Terra “Jaume Almera” (CSIC) por el grupo de Francesc Gallart

Es cada vez más evidente que las características de la respuesta hidrológica y del transporte de sedimento están muy relacionadas con la escala, que controla el tipo de flujos dominantes y su energía, a la vez que condiciona la accesibilidad de las fuentes de sedimento y la existencia o no de almacenes temporales. Por esta razón, el Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global del Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC) inició sus trabajos de campo con la Estación Experimental “Valle de Aísa”, donde se estudian las relaciones entre los cambios de uso del suelo, la escorrentía y la erosión a escala de ladera. Paralela y posteriormente se han instalado varias cuencas experimentales (Izas, Arnás, San Salvador y Araguás), donde es posible identificar los factores que explican la variabilidad de la respuesta hidrológica y del transporte de sedimento. Además las cuencas representan un salto cualitativo para aplicar y validar modelos hidrológicos espacialmente distribuidos y para analizar la variación espacio-temporal de las áreas contribuyentes.

El siguiente paso ha sido el análisis a escala regional, en cuencas de varios cientos o incluso miles de kilómetros cuadrados, cuyo estudio requiere la captación de información mediante métodos muy diferentes (estaciones de aforo, teledetección, cartografías ya elaboradas, modelos digitales del terreno). Santiago Beguería Portugués ha optado por esta vía para tratar de resolver los dos grandes problemas que afectan a los estudios sobre erosión a escala regional: (i) la identificación de las áreas erosionadas de forma relativamente rápida mediante el empleo de imágenes de satélite y las consiguientes reglas de experto, y (ii) la accesibilidad de tales áreas hacia los cauces,

mediante sistemas de información geográfica y la aplicación de un modelo que tiene en cuenta tanto la capacidad de generación de escorrentía como la “rugosidad” de la topografía. Los resultados son muy positivos y contribuyen a crear una metodología nueva en la que pueden apoyarse los escasos gestores interesados en la conservación del territorio y en su restauración. Los mapas incluidos en el CD que acompaña al libro son ilustrativos de las posibilidades del método y reflejan la importancia de determinadas áreas como productoras de sedimento hacia la red fluvial principal y el embalse de Yesa. Sorprende en este sentido el poco interés mediático y político que despierta la sostenibilidad de las grandes infraestructuras hidráulicas y de los recursos hídricos, cuyo futuro depende no sólo de la evolución del clima y de la vegetación, sino también de la velocidad de aterramiento de los embalses. El esfuerzo (financiero, social y ambiental) que representa la construcción de un gran embalse debería ir acompañada de una mayor implicación en la conservación del suelo y en el control de las áreas productoras de sedimento para prolongar en lo posible su vida útil. El trabajo de Santiago Beguería Portugués va en esa línea, en la que ha demostrado sobrada preparación, como también en diferentes aspectos hidrológicos y estudios probabilísticos de eventos extremos. Su capacidad para trabajar en equipo y su querencia por la innovación metodológica y por la investigación de riesgo hacen de él una pieza clave para el futuro de nuestro Departamento y quizás para que los estudios sobre hidrología y erosión den ese necesario salto a que aludía al inicio de este Prólogo, si la cara más oscura de la política científica no se cruza en su camino.

José M. García Ruiz, Profesor de Investigación del CSIC en el Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, mayo de 2005, mientras suena *Long time comin'*, una de las canciones más hermosas de Bruce Springsteen.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Erosión y transferencia de sedimento: definición y dependencia de la escala

El estudio de la erosión es abordado desde disciplinas y perspectivas muy diferentes, por lo que la terminología es variada y en muchos casos ambigua. No obstante, existe un acuerdo general sobre su extrema importancia como conjunto de procesos que contribuyen a limitar la capacidad de producción de los sistemas naturales, a reducir la diversidad de especies vegetales y a alterar el funcionamiento hidrológico de laderas y cuencas (Hudson, 1976; Morgan, 1986; López Bermúdez, 2002; Toy *et al.*, 2002).

En una definición sencilla pero suficiente, la *erosión* (del latín 'erodere', desgastar) 'es un proceso de denudación de la corteza terrestre' (López Bermúdez, 2002, p. 13). El *Diccionario Oxford de Ciencias de la Tierra* define la erosión como 'parte del conjunto de procesos de denudación que incluye la rotura física o mecánica, la disolución química y el transporte de material', y también como 'el movimiento de material del suelo y las rocas por agentes tales como el agua de escorrentía, el viento, el hielo o el deslizamiento gravitacional' (Fregenal *et al.*, 2000). En un enunciado más completo podemos definir, pues, la erosión geomorfológica como la transformación del paisaje debida a la eliminación o reubicación de una parte de la materia que lo conforma, y como tal comprende los procesos de disgregación, movilización, transporte y sedimentación de partículas de suelo o roca, en los que pueden intervenir mecanismos diversos como la acción de la lluvia y la arroyada superficial, del viento, del empuje glaciario, o la simple acción de la gravedad. Como la erosión tiende a recolocar los materiales en posiciones inferiores a las que ocupaban originalmente, se puede definir también la erosión como el conjunto de procesos que conllevan una pérdida de energía potencial o aumento de la entropía en el paisaje. Según estas definiciones, no es necesaria la exportación completa del material fuera de la unidad de estudio, pues una reubicación de los materiales dentro del propio paisaje constituye un cambio geomorfológico, que puede implicar nuevas relaciones de fuerzas y nuevos procesos. En Geomorfología, pues, toda movilización del material contribuye a la modificación del paisaje, y por tanto constituye erosión.

En un sentido más restringido, se utiliza frecuentemente el término *erosión* para referirse a la remoción mecánica de materia de un punto o unidad concretos del paisaje, es decir, como sinónimo de *pérdida de suelo*. Conviene tener en cuenta que la erosión, así entendida, no implica necesariamente un proceso de degradación, puesto que la tasa de pérdida de suelo puede equilibrarse con la tasa de creación de suelo a partir de la roca madre. En general se acepta que bajo condiciones de equilibrio un sistema natural mostrará una cierta erosión de suelo, compensada por la creación de suelo de modo que la cantidad total de suelo en el paisaje permanecerá más o menos constante (Nikiforoff, 1942). Hay que distinguir, pues, entre erosión natural o aceptable por el sistema y erosión acelerada, constituyendo esta última un proceso de degradación que puede conducir en último extremo a la pérdida de las condiciones necesarias para el sostenimiento de la vida.

Aunque como se ha dicho la erosión es un fenómeno que presenta una variación continua en el espacio, en la práctica las tasas de erosión se expresan referidas a unidades espaciales discretas como un anillo de erosión, una parcela de cultivo o una cuenca hidrográfica. Este hecho, conocido como la paradoja espacial (Dickinson y Wall,

1977), se debe a que en la práctica es muy difícil medir en el campo la erosión como un fenómeno continuo, de manera que habitualmente la erosión se estima a partir del flujo de sedimento exportado hacia el exterior por una unidad de paisaje acotada, como las antes mencionadas. En este contexto el sentido del término 'erosión' es sustancialmente diferente a la noción apuntada más arriba, y se utiliza en ocasiones de forma incorrecta. Un término más adecuado para expresar la exportación de sedimento por parte de una unidad del paisaje determinada es el de *transferencia de sedimento* (ingl. *sediment yield* o *sediment delivery*). Esta precisión resulta de gran relevancia, pues es incorrecto atribuir el flujo de sedimento medido en un punto concreto de un paisaje, como el desagüe de una cuenca hidrográfica o una parcela experimental, a toda la superficie que vierte hacia dicho punto (Walling, 1983). Es recomendable, por tanto, hablar de transferencia de sedimento, pues el término conlleva implícita la referencia a una unidad espacial determinada, y engloba todos los procesos internos de transporte y almacenamiento.

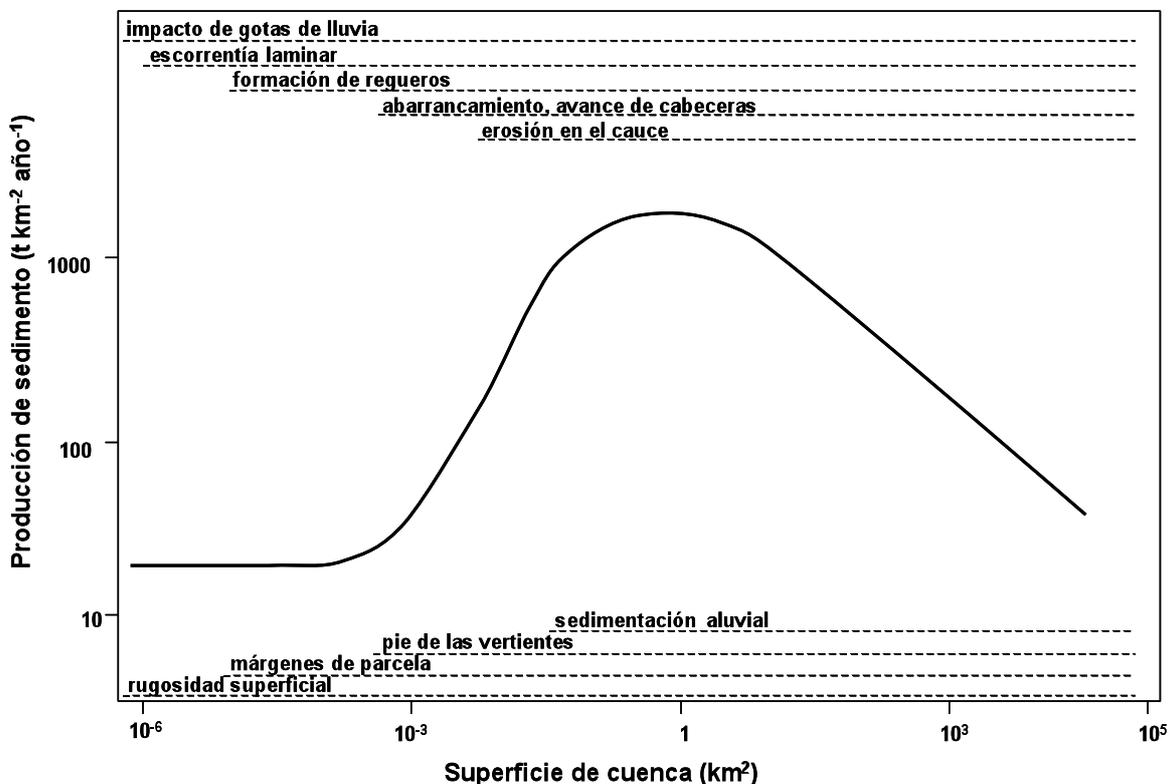


Figura 1.1. Relación entre la producción de sedimento y la superficie de cuenca, y procesos de erosión y sedimentación dominantes a las distintas escalas (a partir de Vente y Poesen, 2005)

Dado que a diferentes escalas espaciales predominan diferentes procesos de erosión y transporte de sedimento, las tasas de transferencia de sedimento (o tasas medias de erosión) son difícilmente comparables. Vente y Poesen (2005) proponen un modelo conceptual de los procesos de erosión y sumideros que dominan la producción y transferencia de sedimento en cada escala de estudio (Figura 1.1). La figura ofrece además una estimación de la producción de sedimento relativa (t km⁻² año⁻¹), basada en una abundante base de datos bibliográfica sobre tasas de erosión medias a diferentes escalas. Como se puede observar en la figura, se produce una ordenación jerárquica de

los procesos que actúan en cada caso, resultando en una forma compleja de la curva de exportación de sedimento en función de la superficie. A escala de detalle (área acumulada de drenaje entre 1 y 50m²) los únicos procesos erosivos relevantes son el impacto de las gotas de lluvia, la escorrentía laminar y la formación de regueros efímeros escasamente conectados. Parte del sedimento generado se acumula en las propias micro-depresiones superficiales y en los márgenes de las parcelas. Esta es la escala propia de la mayoría de experimentos de lluvia simulada y de las parcelas experimentales, y la producción de sedimento es relativamente pequeña y aproximadamente constante respecto al tamaño de la unidad.

Con un área acumulada de entre 300 y 3 km², según estos autores, la acumulación de escorrentía permite la aparición de abarrancamientos permanentes, que pasan a ser el proceso erosivo dominante. La conexión entre la fuente de sedimento y la red hidrográfica es inmediata, lo cual es responsable del aumento de la producción de sedimento. El principal sumidero de sedimento, a esta escala, lo constituyen las partes bajas de las laderas, donde la pendiente se suaviza y el perfil pasa a ser convexo, lo cual retiene una gran parte del sedimento generado por la erosión laminar y en regueros.

A una escala superior, en pequeñas cuencas entre 3 y 30 km², se produce teóricamente la mayor tasa de producción de sedimento. A los procesos anteriores se incorporan procesos de erosión y acumulación netamente fluviales, además de los movimientos en masa producidos por socavamiento basal. A partir de dicho tamaño, el incremento del área de drenaje de la cuenca suele conllevar un descenso paulatino de la producción de sedimento, debido a que los procesos de almacenamiento fluvial comienzan a predominar sobre los procesos de erosión.

Esta relación inversa entre tamaño de la cuenca y producción de sedimento a partir de un cierto tamaño de cuenca se ha constatado en numerosos estudios, como en Dendy y Bolton (1976), Einsele y Hinderer (1997), Milliman y Meade (1983), Milliman y Syvitski (1992), Inbar (1992) o, para el caso de España, Avendaño et al. (1997). Sin embargo, esta relación general puede verse alterada por las condiciones locales, como también se ha referido en algunos trabajos (Dedkov y Moszherin, 1992; Chuch et al., 1999; Dedkov, 2004; García Ruiz et al., 2004).

En general, se ha observado que el sedimento exportado por una cuenca no procede de la erosión homogénea de la misma, sino de partes muy localizadas que experimentan intensa erosión. Se definen así las *áreas fuente de sedimento* (ingl. *sediment source areas*; ver p. ej. Russell et al., 2001) como las zonas de una cuenca hidrográfica donde se genera toda o una gran parte del sedimento exportado por ésta al exterior. Como se deduce de la exposición anterior, la relación entre fuentes de sedimento y zonas erosionadas es estrecha, pero no de identidad: no todos los lugares donde se produce erosión aportan sedimentos a los cauces. En efecto, el material erosionado en una parte de la cuenca puede ser redepositado en otro lugar de la misma durante periodos muy prolongados o indefinidamente.

1.2. Erosión y transferencia de sedimento como problema ambiental

La erosión acelerada de los suelos es uno de los más graves problemas a los que se enfrenta la humanidad, y está causada, en general, por un uso deficiente del territorio: deforestación, sobrepastoreo, cultivos en pendiente, sistemas inadecuados de riego o rotación de cultivos, etc. López Bermúdez (2002) pone de relieve que una gran parte de los problemas que causa la erosión en el mundo están relacionados con la alteración de

la cubierta vegetal y las actividades humanas, que propician un aumento espectacular de las tasas de erosión y transferencia de sedimento. Entre los estudios llevados a cabo en España, son muchos los que confirman el papel decisivo de los usos del suelo y la gran importancia de la erosión acelerada, en tiempos históricos y en la actualidad (ver p. ej. García Ruiz, 1997; García Ruiz y Valero, 1998; López Bermúdez, 1994; Pérez Cueva, 1982; Puigdefábregas, 1995).

Si la erosión constituye un importantísimo factor de riesgo ambiental, por cuanto supone la pérdida del recurso suelo que es imprescindible para la vida, la producción de sedimento puede suponer también un desequilibrio de los sistemas naturales, implicando procesos de degradación como por ejemplo (ver también Osterkamp *et al.*, 1998):

- pérdida de calidad de las aguas por el aumento de la turbidez, que incide en el deterioro de los ecosistemas fluviales y en la necesidad de tratamientos más costosos del agua para su consumo humano;
- transferencia de nutrientes y contaminantes al sistema fluvial, debido a que muchas veces éstos se movilizan formando agregados con las partículas de sedimento (USDA, 1976);
- desequilibrio de la dinámica del río, pues la elevada carga de sedimento es un factor de inestabilidad y propicia la aparición de formas de deposición no permanentes (barras) y el carácter divagante de los cursos fluviales en zonas donde no lo eran;
- aterramiento de los embalses, que conlleva una pérdida de su capacidad de almacenamiento y la reducción de la vida útil de la obra (Valero *et al.*, 1998; Einsele y Hinderer, 1997).

Esta última es quizá una de las afecciones más importantes en nuestra región mediterránea, dada la dependencia existente del agua embalsada en las regiones montañosas para la irrigación y el suministro industrial y doméstico. Dado que, por lo menos con la tecnología presente, el aterramiento de los grandes embalses es un proceso irreversible, la capacidad de embalsado se convierte en un recurso no renovable. El estudio de la producción de sedimentos adquiere así un interés más allá del valor teórico, pues constituye un punto de partida imprescindible para la gestión sostenible de los embalses y por extensión de los recursos hídricos.

Debido a la importancia de las afecciones de la erosión y la producción de sedimento, son muchos los recursos que se dedican al estudio de las mismas, a diferentes escalas temporales y espaciales y con distintas metodologías. En España pueden citarse varios grupos que, desde una perspectiva hidrológica y geomorfológica, dirigen sus esfuerzos hacia la identificación y jerarquización de los factores que explican la erosión, así como en la validación de modelos que permitan predecir las consecuencias de posibles cambios de uso del suelo o de un cambio climático (ver García-Ruiz, 1999; o García-Ruiz *et al.*, 2001a). La mayoría de estos grupos de investigación se vieron apoyados desde sus inicios por el Proyecto LUCDEME (LUcha Contra la DEsertificación en el MEditerráneo) (Carrera, 1989), y más tarde por la creación de la Red de Estaciones experimentales de Seguimiento y Evaluación de la erosión y desertificación (RESEL), que engloba a los grupos con instalaciones de campo (parcelas y cuencas experimentales) para la medición de la erosión (Rojo y Sánchez Fuster, 1997). La financiación del proyecto LUCDEME procedió del ICONA, mientras que la RESEL es financiada por la Dirección General de Conservación de la Naturaleza (Ministerio de Medio Ambiente). El Consejo Superior de Investigaciones Científicas llegó a elaborar un Programa Interáreas sobre desertificación en ambientes mediterráneos (García-Ruiz *et al.*, 1996c).

1.3. Objetivos, escala de trabajo y elección de la zona de estudio

El objetivo de este trabajo es desarrollar una metodología para la determinación y análisis espacial de las áreas erosionadas y las fuentes de sedimento en una cuenca hidrográfica, para su utilización a escala regional (Mm^2). El método propuesto se basa en técnicas de teledetección y modelización mediante un sistema de información geográfica. Ello permite combinar una fuente de información barata y actualizada con las posibilidades del análisis espacial, permitiendo un elevado nivel de resolución incluso para áreas de estudio de gran tamaño.

La transferencia de sedimento por parte de la erosión hídrica comprende dos fases, con escenarios y procesos bien diferenciados. La fase coluvial tiene lugar en las vertientes (laderas), siendo protagonistas los mecanismos de arranque del material y transporte por impacto de las gotas de lluvia y por la escorrentía laminar, así como la formación de regueros por concentración de la arroyada. La fase aluvial ocurre una vez que los sedimentos alcanzan un cauce fluvial, predominando los procesos de transporte, sedimentación y erosión en el propio cauce. Este trabajo se circunscribe al ámbito de la erosión hídrica en las vertientes, simplificando el transporte fluvial a una mera función de retardo en la transferencia de los sedimentos hacia el exterior de la cuenca. Aunque ello supone una cierta simplificación, el distinto carácter de los procesos de transporte y sedimentación fluviales y de vertientes justifica la conveniencia de estudiarlos por separado (Atkinson, 1995). En una aplicación real, al método propuesto debería incorporarse el estudio del transporte del sedimento y la erosión por parte del sistema fluvial en la cuenca analizada.

El área elegida como caso de estudio se corresponde con la cuenca del río Aragón hasta el embalse de Yesa, en el Pirineo Occidental. La selección de un área de montaña resulta óptima para el propósito de estudiar los procesos de erosión y transferencia de sedimento, por tratarse de ambientes de gran energía donde los procesos morfogenéticos son más intensos y acelerados (García-Ruiz, 1990). Asimismo es en las zonas de montaña donde mejor pueden estudiarse los procesos de transferencia de sedimento. A ello se une la importancia de las montañas como áreas generadoras de recursos hídricos, sobre todo en el ámbito mediterráneo (García-Ruiz *et al.*, 2001).

La montaña mediterránea presenta además un interés añadido para el geógrafo, dada su condición de espacio de ecotono entre influencias ambientales muy diferentes. Por otro lado, la intensidad e importancia de los cambios de los usos del suelo que ha experimentado en las pasadas décadas (Lasanta, 1989), y los retos que supone la planificación de su futuro aprovechamiento, constituyen un ejemplo óptimo del llamado *cambio global*. En este sentido, por ejemplo, son bien conocidas las implicaciones de la transformación de la cubierta vegetal y de los modelos de gestión del territorio en la generación de recursos hídricos (ver Gallart *et al.*, 1997, y Llorens *et al.*, 1997), y en la intensidad y reparto espacial de los procesos erosivos.

La selección concreta de la cuenca del embalse de Yesa obedece a diversas razones. Por un lado, se trata de uno de los sectores del Pirineo español que han sido estudiados con mayor frecuencia, por lo que existe una gran cantidad de información referente a los procesos que se estudian. Por otro lado, se trata de una cuenca con una elevada diversidad geológica, topográfica y de cubierta vegetal, lo que permite estudiar el efecto de diferentes factores sobre la erosión y la transferencia de sedimento.

1.4. Antecedentes metodológicos: aplicación de la teledetección espacial y la modelización geomorfológica al estudio de la erosión y la transferencia de sedimento en grandes cuencas hidrográficas

Aplicaciones de la teledetección al estudio de los suelos y la erosión

El término 'teledetección' se utiliza aquí referida a los procedimientos de observación de la Tierra a partir de sensores espectrales montados en satélites espaciales, aunque en principio pueda hacer aplicarse también a cualquier otro registro como la fotografía aérea. La teledetección ha tenido desde sus orígenes un gran número de aplicaciones en el campo de los recursos naturales y el medio ambiente, sobre todo en el estudio de la vegetación y los cultivos, para los que se diseñaron varios de los sensores de uso comercial y científico más utilizados.

Sin embargo, son comparativamente escasos los trabajos dedicados al estudio de los suelos y la erosión. Los primeros trabajos sobre la respuesta espectral de los suelos se remontan a los años '60, y son contemporáneos a la construcción de las primeras bibliotecas espectrales de la vegetación y los cultivos (vid. Bowers y Hanks, 1965). Corresponden también a esa época las investigaciones sobre la influencia de diversos factores del suelo, como la humedad, la granulometría o el contenido de materia orgánica, en el color de los suelos medido mediante analizadores del color (Kojima, 1958a y 1958b). Vonder y Clevers (1998) ofrecen una revisión de los conocimientos sobre la respuesta espectral de los suelos. Como punto de partida cabe decir que la respuesta espectral de los suelos es mucho más variada que la de la vegetación. La curva espectral característica de un suelo está determinada en primer lugar por su composición mineralógica (Clarke *et al.*, 1990, Figura 1.2). Esta respuesta espectral básica se ve modificada por diversos factores, como la granulometría o la humedad del suelo. La reflectividad de los suelos se ve alterada de manera notable por el contenido en agua, de tal manera que un mismo suelo puede presentar una reflectividad muy diferente en distintos momentos, en función de su estado de humedad. La humedad del suelo no altera la relación entre las diferentes bandas espectrales, pero tiene el efecto general de reducir la reflectividad general del suelo (Browers y Hanks, 1965, Figura 1.3). Un efecto similar tiene el tamaño de los granos, pues su incremento tiene el efecto de aumentar la reflectividad del suelo en todas las bandas, debido a la menor superficie de refracción entre las partículas (Clarke *et al.*, 1990, Figura 1.4).

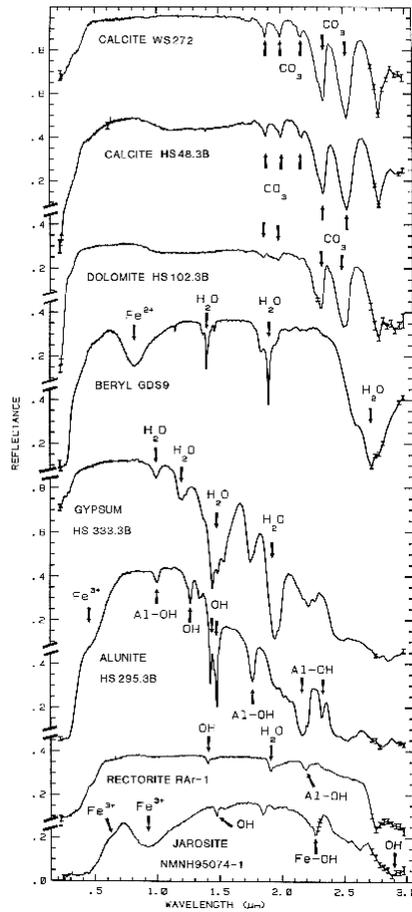


Figura 1.2. Respuesta espectral de varios minerales medida mediante un sensor hiperespectral (tomado de Clarke et al., 1990).

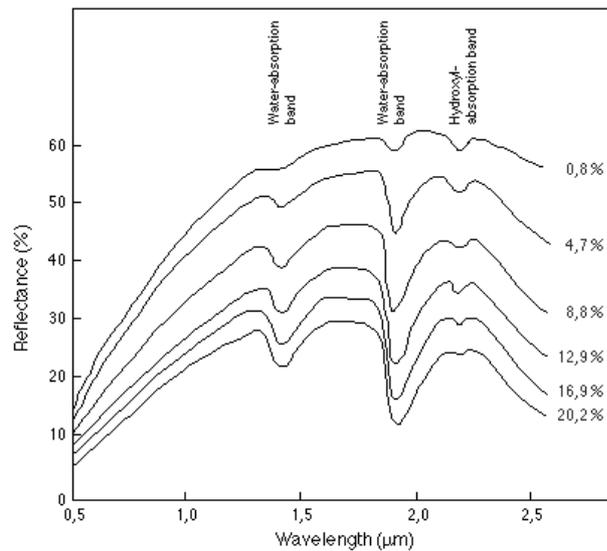


Figura 1.3. Influencia del contenido en agua (humedad relativa) en la respuesta espectral del suelo (tomado de Bowers y Hanks, 1965).

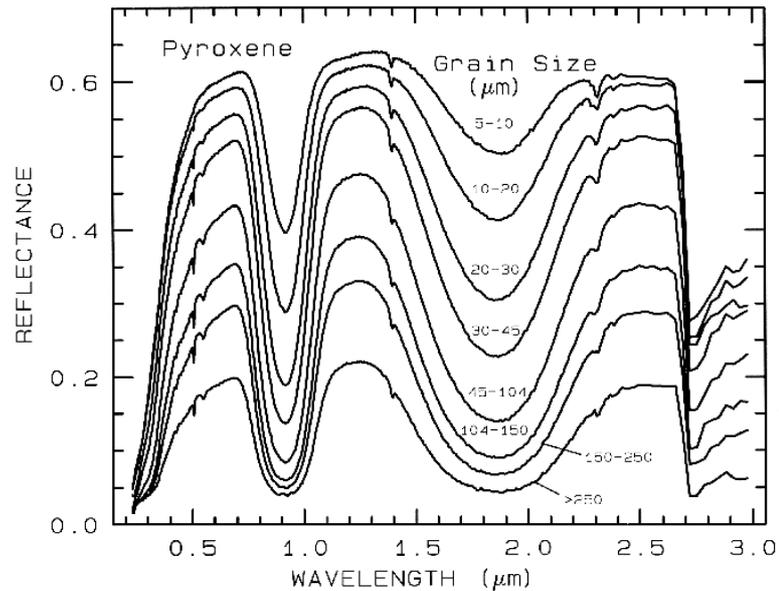


Figura 1.4. Influencia del tamaño de las partículas en la respuesta espectral del suelo (tomado de Clarke et al., 1990).

A partir también de sensores de alta resolución espectral y medidas de laboratorio, Price (1990) ha determinado las bandas espectrales que mejor describen la respuesta reflectiva de los suelos. Cuatro bandas espectrales son suficientes para describir el 99.6% de la varianza de una muestra de 500 suelos, permitiendo realizar estudios sobre diferentes cuestiones como mineralogía y contenido en materia orgánica. Las bandas espectrales identificadas por Price coinciden en gran medida con las bandas del sistema Landsat. Escadafal (1993) revisa diferentes procedimientos para cartografiar el color del suelo a partir de imágenes Landsat TM, transformando los resultados a coordenadas de color de la tabla Munsell. Mattikalli (1997) también investiga la posibilidad de cartografiar el color del suelo y de los materiales aflorantes a partir de imágenes Landsat TM.

El estudio de los suelos a partir de la teledetección espacial se encuentra con un importante obstáculo: la presencia de la vegetación. Efectivamente, la respuesta espectral de cualquier porción de la superficie terrestre resulta de la mezcla de la respuesta individual de las distintas cubiertas que la integran. Pocas veces un píxel presenta una cubierta homogénea; en cambio son frecuentes las mezclas de vegetación y suelo en diferentes proporciones. Los trabajos sobre la perturbación de los suelos en la teledetección de la vegetación son muy abundantes (*vid.*, p. ej., Schettelaar y Rencz, 1997; Huete *et al.*, 1984 y 1985). En este sentido, son conocidos los esfuerzos por formular un índice de vegetación que minimice la influencia de los suelos, a partir de la separación espectral con respecto a la llamada 'línea de suelos'. Para una revisión sobre el tema, ver Huete *et al.* (1984) o Foresman y Serpi (2002). El aspecto contrario, es decir la perturbación de la reflectancia debida a la vegetación en la teledetección de los suelos, ha sido mucho menos trabajado, aunque existen algunas referencias. Murphy y Wadge (1994) estudiaron este problema en el sudeste de la Península Ibérica, estableciendo que resulta imposible obtener información acerca de los suelos bajo una cubierta vegetal superior al 50%. Algunos autores, incluso, han estudiado la influencia de los restos vegetales en la discriminación de los suelos (Nagler *et al.*, 2000; Murphy y

Wadge, 1994), encontrando que puede llegar a ser tan importante como la de la vegetación verde. Ante este problema, casi todos los trabajos sobre cartografía de suelos a partir de teledetección se refieren a áreas desérticas o subdesérticas, donde la influencia de la vegetación es mínima. La mayoría de los autores optan por enmascarar las zonas con abundante vegetación a partir de la razón entre las bandas IRP (infrarrojo próximo) y R (rojo), y centrar la cartografía de suelos en el espacio restante. Otros autores, como Dubucq *et al.* (1991), han utilizado un índice de vegetación (NDVI) para enmascarar las áreas vegetadas, antes de llevar a cabo una clasificación de suelos basada en la radiometría y un modelo digital de elevaciones (MDE).

La mayoría de los trabajos de teledetección aplicada al estudio de los suelos tiene como objetivo la obtención de cartografías de clases de suelos, o la distribución de parámetros de los suelos como el contenido en materia orgánica, la oxidación, etc. Los trabajos más tempranos utilizan la técnica de las ratios (cocientes) entre bandas. Al basarse en la relación existente entre las diferentes bandas y no en los valores absolutos de las mismas, las ratios entre bandas permiten minimizar el efecto del diferente contenido en humedad de los suelos. Satterwhite y Henley (1987) estudiaron la utilidad de las ratios entre bandas para discriminar distintos tipos de vegetación y suelos en el estado de Nevada. Llegaron a la conclusión de que la técnica es útil, siempre que las respuestas espectrales de los suelos estudiados tengan suficiente contraste entre bandas. Frazier y Cheng (1989) mostraron también la utilidad de esta técnica, que permite aislar de manera sencilla el efecto de la vegetación mediante las ratios 5/4 y 3/4.

Aparte de producir cartografía de suelos, la teledetección espacial se ha utilizado para localizar de manera directa las áreas sujetas a fuerte erosión, asumiendo que la existencia de suelo desnudo o el afloramiento del material parental desnudo son un indicador efectivo de la presencia de procesos erosivos. En general, puede asumirse que la vegetación juega un importante papel en la degradación del suelo y en la erosión, de manera que ésta es menos densa o inexistente en zonas sujetas a una intensa denudación. Frazier y Cheng (1989) utilizaron sus imágenes de ratios entre bandas para derivar una cartografía de estados erosivos del sudeste de Washington, pues la decapitación de sus suelos provoca la exhumación de paleo-horizontes ricos en hierro y pobres en materia orgánica fácilmente detectables. Otra aproximación basada en los cocientes entre bandas son los índices de vegetación, pues los valores bajos de dichos índices están relacionados con áreas de suelo desnudo y por tanto posibilidad de erosión. Relacionados con la identificación de áreas de erosión, los índices de vegetación se han utilizado sobre todo en trabajos de tipo diacrónico (ver, p. ej., Tripathy *et al.*, 1996; o Pickup y Chewings, 1994). En la India se han utilizado imágenes Landsat MSS, TM e IRS-1A, junto con cartografía temática (mapas de unidades fisiográficas), para delimitar las áreas de fuerte erosión (Kumar *et al.*, 1996; Dwivendi *et al.*, 1997a). El análisis de las imágenes en estos trabajos fue puramente visual. Los mismos autores, sin embargo, utilizaron técnicas de clasificación automática (algoritmo de máxima verosimilitud) para la delimitación de las áreas erosionadas a partir de una combinación de imágenes Landsat MSS, Landsat TM y SPOT, obteniendo un porcentaje de aciertos del 90% con respecto a la interpretación visual (Dwivendi *et al.*, 1997b). El algoritmo de máxima verosimilitud fue utilizado también, junto con un conjunto de reglas de experto e interpretación visual, por Bocco y Valenzuela sobre imágenes SPOT y Landsat TM para delimitar áreas de erosión severa en México central. Pickup y Nelson (1984) obtuvieron igualmente buenos resultados en un área de deflación eólica del desierto australiano utilizando imágenes de ratios entre bandas y reglas de clasificación paramétricas. Los mismos autores utilizaron un modelo

autorregresivo para monitorizar la evolución de las áreas de erosión y deposición (Pickup y Chewings, 1988).

Por último, una línea de trabajo muy fecunda ha sido la utilización de la teledetección como fuente de información cartográfica para los modelos de erosión. Son especialmente abundantes los ejemplos del uso de imágenes de satélite para la estimación del parámetro C de la USLE (tipos de vegetación y cultivos) mediante índices de vegetación a partir de Landsat TM o NOAA (Folly *et al.*, 1996; Paracchini *et al.*, 1998; Reusing *et al.*, 2000). También se han utilizado mapas de vegetación a partir de imágenes de satélite para estimar diversos parámetros de los modelos de erosión de base física, como SEMMED (De Jong *et al.*, 1999). Price (1993), además de utilizar la USLE, encontró una buena correlación entre la densidad de matorral estimada a partir de imágenes Landsat y tasas de erosión medidas experimentalmente.

El método propuesto en este trabajo para la detección de las áreas sujetas a erosión intensa descansa en el mismo principio que la mayoría de los trabajos citados: en una región donde el estado natural del terreno es cubierto por la vegetación, la escasez de ésta o el afloramiento directo del suelo o el material parental es un indicador claro de erosión severa. Así pues, el procedimiento de clasificación empleado se orientará a la detección de las áreas de afloramiento directo del sustrato (roca o suelo). Por supuesto, no todas las áreas de afloramiento del sustrato son áreas erosionadas, pues la erosión depende del grado de competencia de la roca. Por dicho motivo, la clasificación de las imágenes intentará discriminar entre un número máximo de categorías, para determinar distintos niveles de erosión.

1.5. Modelización de la erosión y el transporte de sedimento mediante simulación en un entorno SIG

La creación de modelos para describir y predecir los principales procesos de erosión y transporte de sedimento ha conocido un auge en las últimas décadas, debido en parte al desarrollo de los Sistemas de Información Geográfica (SIG). La bibliografía es abundante en nuevas propuestas, y se conceden proyectos de investigación dedicados a la validación de los modelos en diferentes ámbitos geográficos. Los modelos difieren considerablemente en sus objetivos, métodos, escala de trabajo y fuentes de información, además de en los fundamentos teóricos o conceptuales. El investigador interesado en la modelización de los procesos de erosión tiene necesariamente que optar entre un elevado número de propuestas, proceso que requiere un cuidadoso análisis. En primer lugar, es necesario definir los objetivos que se espera alcanzar mediante la modelización o, dicho de otro modo, cuáles son las preguntas a las que se busca una respuesta, puesto que casi ningún modelo incorpora la totalidad de los procesos en la simulación. Otros aspectos fundamentales son los requerimientos de datos, la escala temporal o la estructura espacial. En la *Tabla 1.1* se muestran las principales características de algunos modelos de erosión y transporte de sedimento (ver también las revisiones de Jetten *et al.*, 1999 y 2003; De Roo, 1996; Bathurst, 2002 y Merritt *et al.*, 2003). Los modelos se han ordenado de acuerdo a su fecha de publicación.

Los primeros modelos de erosión fueron ecuaciones empíricas ajustadas a partir de datos obtenidos en parcelas experimentales, mediante lluvia natural o simulada. Este tipo de trabajos culminó en los Estados Unidos con la formulación de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo, USLE (Wischmeier y Smith, 1958 y 1978), basada en más de 10000 años-estación de datos. Siguió otras propuestas similares ajustadas a otros ambientes, como el sudafricano (SLEMSA: Elwell, 1978) o el europeo (Bollinne,

1985), además de algunas revisiones de la ecuación original (RUSLE, Renard et al. 1991). Los modelos empíricos de este tipo se concibieron como una herramienta de planificación en áreas de cultivo, con el objetivo de predecir la tasa de erosión anual media en una parcela a partir de la cubierta vegetal o tipo de cultivo, el tipo de suelo y clima, el relieve y las prácticas de laboreo. Su escala de aplicación es la parcela, y en su formulación original no se consideran los procesos de transporte y redistribución de sedimento en el paisaje. Por este motivo, su utilización para unidades espaciales mayores, incluso de forma distribuida, es peligrosa, resultando generalmente en graves sobreestimaciones de la erosión, como ya advirtiera su autor (Wischmeier, 1976). En un amplio estudio comparando la exportación de sedimento en cuencas de pequeño y medio tamaño en los Estados Unidos con los valores de erosión predichos mediante la USLE, el Task committee on preparation of manual on sedimentation (1970) encontró que los valores reales representaban sólo entre el 16 y el 40% de los valores predichos, demostrando la importancia de los procesos de redistribución y almacenamiento del sedimento en un relieve complejo.

Modelo	Tipo	Escala	Tiempo	Espacio	Erosión	Transp.	Referencias
USLE	Empírico	Parcela	Largo plazo	---	SI	NO	Wischmeier y Smith, 1958 Wischmeier y Smith, 1978
SLEMSA	Empírico	Parcela	Largo plazo	---	SI	NO	Elwell, 1978
ANSWERS	Físico	Cuenca peq.	Evento	Continuo	SI	SI	Beasley <i>et al.</i> , 1980
KINEROS / KINEROS2	Físico	Cuenca peq.	Evento	Agregado	SI	SI	Smith, 1981 Woolhiser <i>et al.</i> , 1990 Smith <i>et al.</i> , 1995
MMF	Físico	Cuenca peq.	Evento	Continuo	SI	SI	Morgan <i>et al.</i> , 1984 Morgan, 2001
EPIC	Empírico	Parcela	Largo plazo	---	SI	NO	Williams <i>et al.</i> , 1983
CREAMS	Físico	Parcela	Largo plazo	Agregado	SI	SI	Knisel, 1980
AGNPS	Conceptual	Cuenca peq.	Evento	Continuo	SI	SI	Young <i>et al.</i> , 1987 Young <i>et al.</i> , 1989
WEPP	Físico	Ladera	Evento	Agregado	SI	SI	Nearing <i>et al.</i> , 1989 Lafren <i>et al.</i> , 1991
RUSLE	Empírico	Ladera	Largo plazo	---	SI	NO	Renard <i>et al.</i> , 1991 Renard <i>et al.</i> , 1994
EUROSEM	Físico	Cuenca peq.	Evento	Agregado	SI	SI	Morgan <i>et al.</i> , 1992
Hairsine-Rose	Físico	Cuenca peq.	Evento	Continuo	SI	SI	Hairsine y Rose, 1992a y b
SWAT	Conceptual	Cuenca	Largo plazo	Agregado	SI	SI	Arnold <i>et al.</i> , 1990 Arnold <i>et al.</i> , 1995
EROSION 2D / 3D	Físico	Cuenca peq.	Evento	Continuo	SI	SI	Werner, 1995 Werner <i>et al.</i> , 1997 Schmidt <i>et al.</i> , 1997
SHETRAN	Físico	Cuenca peq.	Evento	Continuo	SI	SI	Wicks y Bathurst, 1996
LISEM	Físico	Cuenca peq.	Evento	Continuo	SI	SI	De Roo <i>et al.</i> , 1996
EROS	Conceptual	Cuenca peq.	Largo plazo	Continuo	NO	SI	Wilson y Gallant, 1996
USPED	Conceptual	Cuenca peq.	Largo plazo	Continuo	NO	SI	Mitasova <i>et al.</i> , 1996 Mitas y Mitasova, 1998
MEDRUSH	Físico	Cuenca peq.	Evento	Continuo	SI	SI	Kirkby, 1998 Kirkby <i>et al.</i> , 2002

Tabla 1.1. Principales características de algunos modelos de erosión y transporte de sedimento.

Los primeros modelos de base física aparecen casi al mismo tiempo que la USLE, fundamentados no sobre datos empíricos sino sobre las leyes físicas que controlan los procesos involucrados, por lo que pueden aplicarse en teoría a cualquier ámbito geográfico donde ocurran los procesos que se modelizan. La mayoría de los modelos de base física analizados contemplan los procesos de arranque de partículas y transporte del sedimento por la escorrentía, aplicándose generalmente a pequeñas cuencas en zonas de cultivo y para eventos de precipitación concretos. En general, el principal objetivo de

estos modelos es predecir la pérdida de suelo total dentro de la cuenca, ofreciendo como resultado final el hidro-sedigráfico a la salida de la misma. Algunos modelos, como ANSWERS o KINEROS, no ofrecen información distribuida sobre la tasa neta de erosión dentro de la cuenca. Otros modelos, como WEPP o EROSION2D sólo ofrecen información de erosión / deposición a lo largo de un transecto determinado, aunque éste puede ser de perfil complejo. Finalmente, varios modelos de base física permiten también predecir la distribución espacial de la tasa neta de erosión.

La mayoría de los modelos de erosión de base física mencionados comparten la concepción agronómica de la ecuación USLE. Su ámbito de aplicación característico es la pequeña cuenca, fundamentalmente cultivada, con el objetivo de predecir la pérdida de suelo que se producirá en la misma. Su aplicación a ámbitos geográficos mayores y de carácter complejo suele resultar muy problemática, debido al elevado número de parámetros implicados. Debido a su complejidad, la aplicación de los modelos de base física suele requerir de una fase de calibración a partir de datos reales de exportación de agua y sedimento, de los que generalmente se carece cuando se trabaja a escala de cuenca hidrográfica.

Algunos modelos como AGNPS (Young et al., 1987 y 1989) o SWAT (Arnold et al., 1993 y 1995) utilizan en parte relaciones empíricas, además de generalizaciones de los modelos de base física, para obtener un modelo simplificado de modo que la necesidad de parametrización se reduzca al mínimo, por lo que normalmente se los califica como modelos de tipo conceptual. Debido a su mayor simplicidad, la aplicación de modelos de tipo conceptual a grandes cuencas hidrográficas como herramienta de ayuda a la gestión ambiental resulta más sencilla. Sin embargo, como ocurre con el modelo SWAT, en ocasiones este tipo de modelos adolecen de una representación demasiado grosera del espacio, al agregarse éste en unidades homogéneas o subcuencas, lo que impide una descripción detallada de la distribución espacial de la erosión neta. Otro problema añadido de la gran mayoría de modelos de base física, y compartido por algunos de tipo conceptual como SWAT, es su carácter reduccionista respecto a los procesos modelizados. La mayoría de estos modelos se centran en los procesos de erosión y transporte por escorrentía laminar y en regueros (ingl. *rill and interrill erosion*), ignorando otros procesos como la incisión lineal (ingl. *gully erosion*), que como hemos visto dominan la erosión y producción de sedimento a escala de cuenca hidrográfica.

Finalmente, algunos modelos de tipo conceptual como EROS (Wilson y Gallant, 1996) o USPED (Mitasova et al., 1996; Mitas y Mitasova, 1998) se centran en el control topográfico del transporte de sedimento, asumiendo un escenario limitado por la capacidad de transporte e ignorando la erosión puntual (arranque de partículas). A pesar de suponer una importante simplificación de la realidad, se ha demostrado que para estimaciones a largo plazo (modelos de evolución del paisaje y erosión geomorfológica) es la capacidad de transporte, controlada en gran parte por la topografía, la que gobierna la erosión y la deposición de sedimento en un paisaje complejo. Algunos autores (ver, p. ej., Moore y Wilson, 1992) han considerado que la hipótesis resulta también aceptable para eventos de pluviosidad y escorrentía extremos, en los que se puede considerar que el principal control es la capacidad de transporte de sedimento. Este tipo de aproximaciones tiene un gran potencial de aplicación en cuencas hidrográficas de escala regional, y puede utilizarse tanto para estimar la redistribución de sedimento por la escorrentía laminar como otros procesos como el avance de cabeceras de barrancos o incisión lineal. Permiten además un elevado grado de resolución, sin implicar un volumen de computación excesivo.

En este trabajo se ha desarrollado un índice de transferencia de sedimento basado en la producción de escorrentía, la potencia hidráulica y la rugosidad, similar en su concepción a algunos modelos conceptuales como EROS o USPED. Sin embargo, en lugar de aplicar la hipótesis de erosión limitada por la capacidad de transporte a la totalidad del área de estudio, el índice se ha aplicado de manera diferenciada a las zonas identificadas previamente como afectadas por procesos de erosión acelerada. Considerando un evento de pluviosidad y escorrentía extremos, en el que la producción de sedimento se puede considerar garantizada en dichas áreas, el modelo de transporte de sedimento permite analizar la accesibilidad del sedimento generado en dichas áreas a la red hidrográfica, así como determinar la existencia de reservorios de sedimento intermedios.

2. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio corresponde a la cuenca hidrográfica del embalse de Yesa en el río Aragón, Pirineo occidental español. Ocupa una superficie de 2191 km², repartidas entre las provincias de Huesca (63.9%), Zaragoza (16.3%) y Navarra (19.8%). El territorio se inscribe entre los puntos 45°58'N-1°10'W y 42°27'N-0°25'W. En la *Figura 2.1* se muestra la localización del área de estudio dentro del territorio peninsular, y en detalle la distribución administrativa.

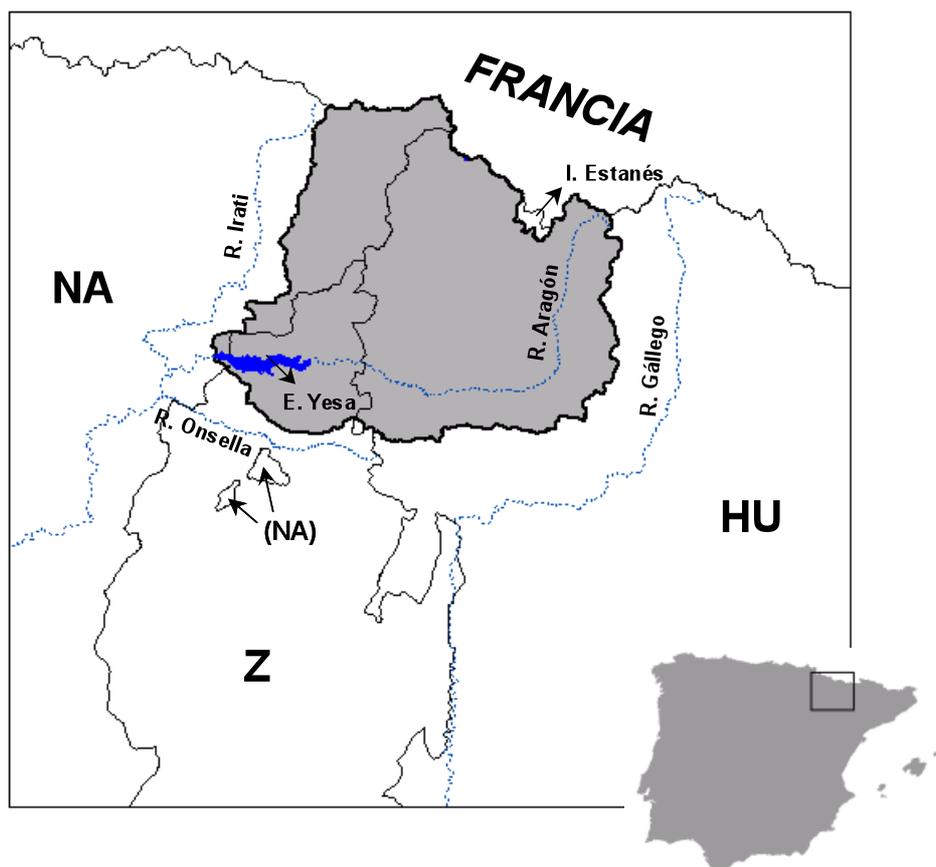


Figura 2.1. Localización del área de estudio. NA: provincia de Navarra; Z: prov. de Zaragoza; HU: prov. de Huesca.

El borde septentrional coincide casi en todo su recorrido con la frontera con Francia, excepto en el sector del ibón de Estanés, que siendo español pertenece a la cuenca hidrográfica del río Aspe. Por el este limita con la cuenca del río Gállego y del río Aurín, uno de los principales afluentes del anterior. El límite sur es de nuevo la cuenca del río Gállego en la parte oriental, y la cuenca del Onsella, afluente del Aragón, en la mitad occidental. Por el oeste, el límite se establece a partir de la divisoria con el río Irati, afluente también del Aragón aguas abajo de Yesa. No obstante, la cartografía final no incluye el sector más occidental del área de estudio (parte del valle de Roncal). Las imágenes Landsat disponibles no cubren la totalidad del área de estudio, que se dispone a caballo entre dos pasadas diferentes del satélite. Por este motivo, los mapas obtenidos mediante teledetección y los derivados de éstos presentan una laguna en su parte occidental.

2.1. Disposición general del relieve

El área de estudio presenta una elevación media de 1103.9 m, lo que la sitúa por encima de la media nacional y entre las tierras altas en general. De su carácter montañoso da testimonio el fuerte gradiente altitudinal, que alcanza los 2406 m entre el punto más bajo, en la presa de Yesa (480 m) y el más alto, en el pico Collarada (2886 m).

En la *Figura 2.2* se muestra la distribución de frecuencias de la elevación en el área de estudio. Se puede observar que la mayor parte de la misma se concentra en la banda altitudinal situada entre 600 y 1100 m, descendiendo la frecuencia rápidamente hacia ambos lados de dicho rango. Existe, sin embargo, un fuerte sesgo, con una mayor importancia de la cola derecha de la distribución, debida a la existencia en el área de estudio de varios macizos y sierras en los que se alcanzan cotas elevadas (Anayet, Canal Roya - Astún, Collarada, Aspe, Sierra Bernera, Bisaurín, Alanos, etc). En todos estos relieves adquiere gran protagonismo la banda altitudinal situada entre 1200 y 2000 m, mientras que las líneas de cumbres se sitúan en su mayoría entre los 2400 y los 2900 m.

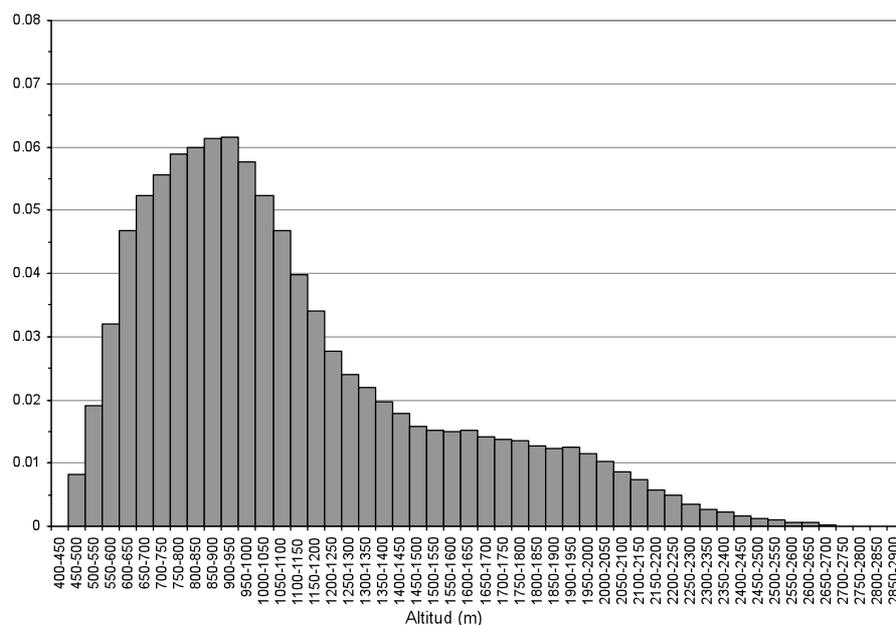


Figura 2.2. Histograma de frecuencias de la altitud en el área de estudio.

La existencia de fuertes relieves se refleja también en la pendiente media, que es de 0.35 m m^{-1} (19.1°). La *Figura 2.3* muestra que la distribución de frecuencias de la pendiente es muy desigual, predominando las pendientes similares o inferiores a la media. A partir de 0.6 m m^{-1} (30°), la frecuencia de las pendientes decrece rápidamente, aunque se pueden llegar a encontrar valores muy altos en el área de estudio, llegando a la verticalidad (90°).

El relieve presenta un gradiente general de sur a norte, con las principales alineaciones dispuestas en bandas de dirección W-E a NW-SE, fuertemente ligadas a la estructura geológica y la litología (*Figura 2.4*).

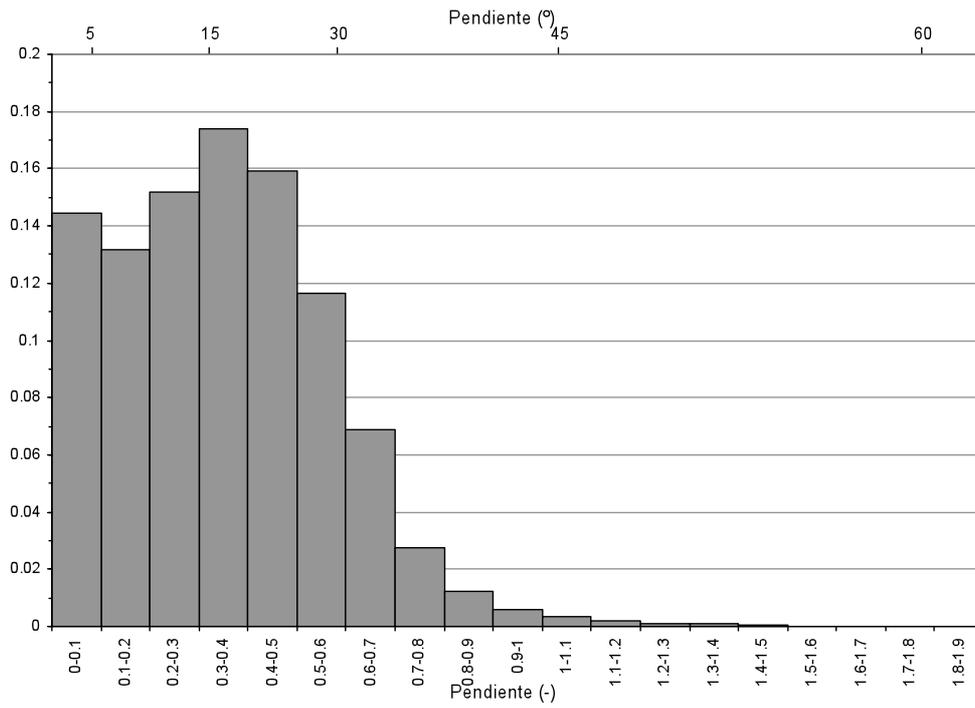


Figura 2.3. Histograma de frecuencias de la pendiente en el área de estudio.

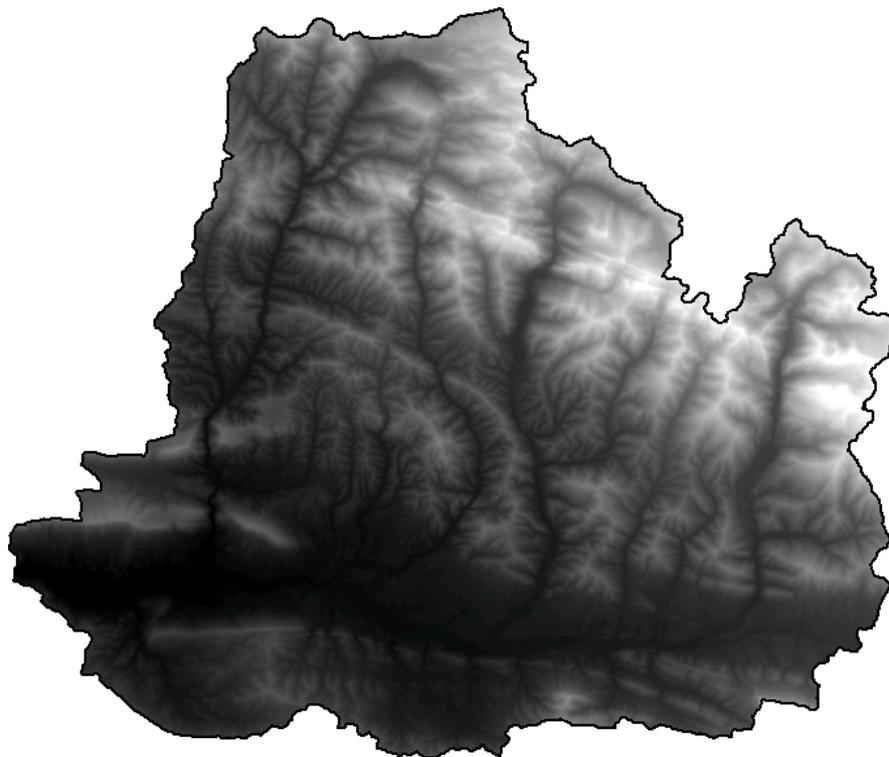


Figura 2.4. Modelo digital de elevaciones (los tonos claros indican las mayores elevaciones).

Las mayores elevaciones del área de estudio, sin embargo, no suelen darse en el límite septentrional (divisoria de aguas y frontera con Francia), sino un poco más al sur, en los macizos de Collarada, Pala de Ip y Anayet al este del río Aragón; Lecherines y Aspe en la cabecera del río Estarrún; la Sierra Bernera y Bisaurín en la cabecera del río Osia; los Alanos entre Hecho y Ansó. La elevación de estos macizos desciende progresivamente de este a oeste. Las elevaciones menores se dan a lo largo de la Canal de Berdún, al sur de la cual vuelven a predominar relieves accidentados en las sierras de San Juan de la Peña y Oroel.

El Aragón es el río principal del área de estudio. Nace en la zona de Candanchú - Somport, adoptando primero una dirección N-S hasta la localidad de Jaca para tomar justo después rumbo E-W hacia el embalse de Yesa, en el extremo suroccidental. En este tramo el río Aragón recibe por su derecha varios afluentes de importancia, que se disponen también en dirección N-S. De este a oeste, se trata de los ríos Lubierre, Estarrún, Aragón Subordán (con su afluente, el río Osia), el Veral y el Esca. Aguas abajo de Jaca el río Aragón recibe también por su izquierda diversos ríos y barrancos procedentes de la cuenca molásica prepirenaica, aunque éstos presentan un menor recorrido y son de menor entidad.

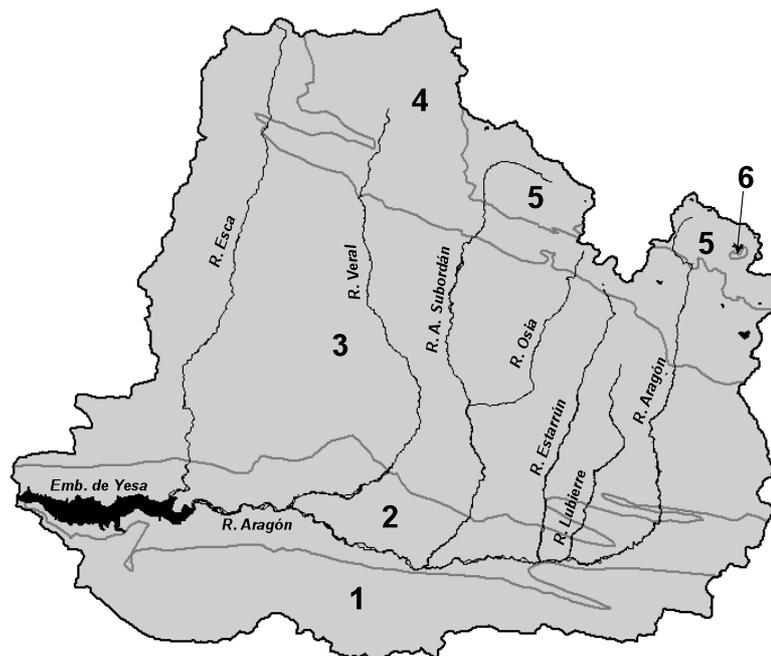


Figura 2.5. Unidades geo-estructurales y red hidrográfica principal. 1: Cuenca molásica prepirenaica; 2: Depresión Interior; 3: Sector del flysch Eoceno; 4: Sierras Interiores; 5: Pirineo Axial, rocas sedimentarias y metamórficas; 6: Pirineo Axial, rocas extrusivas.

En el área de estudio se distinguen varias de las unidades geoestructurales en las que tradicionalmente se divide el Pirineo Central (ver Solé-Sabarís, 1951; Soler y Puigdefábregas, 1971; Peña, 1991 y 1994). De norte a sur se atraviesan el Pirineo Axial, las Sierras Interiores, el Sector del Flysch Eoceno, la Depresión Interior Altoaragonesa y la Cuenca molásica prepirenaica. Como se puede apreciar en la *Figura 2.5*, el reparto de la superficie entre las unidades es muy desigual, predominando de forma notable el

Sector del Flysch (52% del total). El resto de unidades ocupa superficies similares, en torno al 15%, salvo el Pirineo Axial que está muy poco representado en el área de estudio (5%). Se ha señalado también un pequeño afloramiento de rocas volcánicas, insertas en el Pirineo Axial, correspondiente al macizo de Anayet.

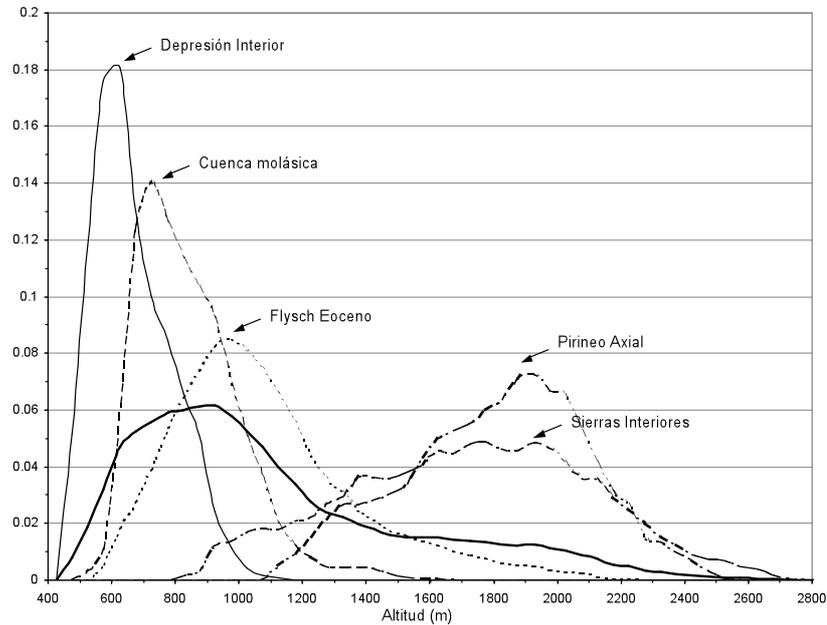


Figura 2.6. Distribución de frecuencias de la altitud en el área de estudio (línea gruesa) y en las distintas unidades geoestructurales (líneas de trazos).

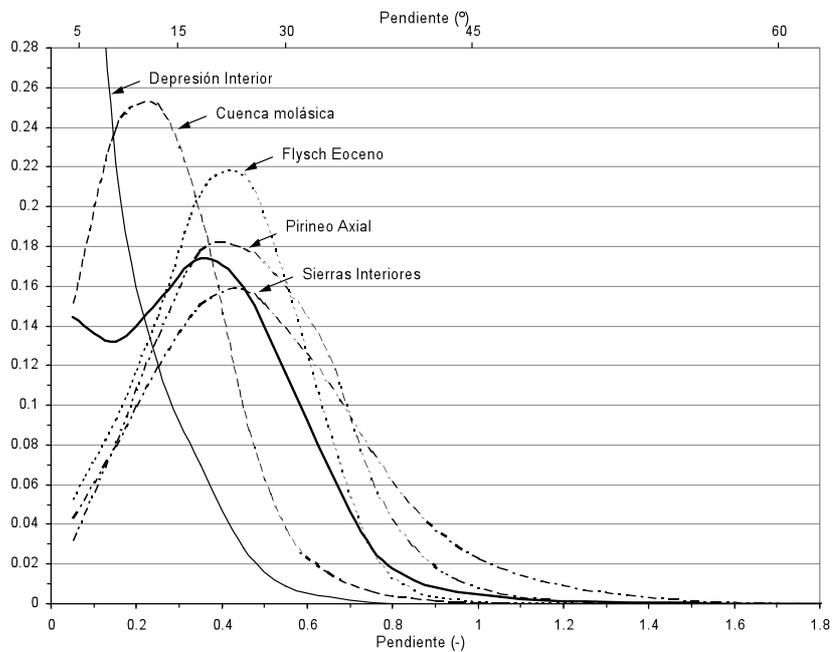


Figura 2.7. Distribución de frecuencias de la pendiente en el área de estudio (línea gruesa) y en las distintas unidades geoestructurales (líneas de trazos).

Las distintas unidades poseen rasgos definitorios que las hacen fácilmente identificables en el paisaje. Ello es debido a la existencia de diferencias litológicas y estructurales muy marcadas, que han dado lugar a relieves bien diferenciados, como se puede comprobar en la *Figura 2.6*, donde se muestra la distribución altitudinal de las diferentes unidades, y en la *Figura 2.7*, que presenta la distribución de las pendientes. A efectos de comparación, en ambas figuras se incluye también la distribución de la variable en la totalidad del área de estudio.

Con respecto a las altitudes, se comprueba que existe una clara gradación de las distintas unidades. De menor a mayor altitud media se sitúan la Depresión Interior, la Cuenca molásica, el Sector del Flysch eoceno, el Pirineo Axial y las Sierras Interiores. La Depresión Interior es la unidad que presenta una mayor homogeneidad de las elevaciones, seguida de cerca por la Cuenca molásica. En la primera se pueden encontrar altitudes de hasta 1200 m, aunque por encima de 950 m éstas son ya muy escasas (menores del 2%). En la Cuenca molásica se alcanzan cotas más elevadas, superiores a 1600 m., correspondientes a las sierras de San Juan de la Peña y Oroel, aunque las elevaciones por encima de 1150 m son muy escasas. El Sector del Flysch, aunque también tiene una distribución bastante compacta, presenta una cola derecha muy larga, que se extiende desde 1425 m (umbral del 2% de frecuencia) hasta aproximadamente 2200 m. El Pirineo Axial y las Sierras Interiores, que presentan una elevación media muy similar, se diferencian bien en cuanto al rango de elevaciones. En conjunto, el primero presenta una distribución más compacta, aunque por el mismo motivo no se alcanzan las elevaciones máximas que se observan en la segunda unidad.

También en la distribución de las pendientes se aprecian diferencias notables entre unidades. De nuevo la Depresión Interior y la Cuenca molásica presentan los valores más bajos, situándose el umbral del 2% en 0.48 m m^{-1} (25.6°) para la primera y en 0.63 m m^{-1} (32°) para la segunda. El resto de las unidades presentan valores similares en cuando a la moda, si bien difieren en la cola derecha de la distribución. El Sector del Flysch es el que presenta valores más centrados en torno a la media, siendo muy escasas las pendientes superiores a 0.8 m m^{-1} (38.7°). La distribución de frecuencias del Pirineo Axial muestra una cola algo más pesada, aunque son las Sierras Interiores las que cuentan las pendientes más extremas (1.04 m m^{-1} , o 46.1° , para el umbral del 2%).

2.2. Historia geológica y litología

La historia geológica del área de estudio es compleja (ver, p. ej., Soler y Puigdefábregas, 1970; Puigdefábregas, 1975; Teixell, 1992; Millán *et al.*, 1995). Los depósitos más antiguos son los sedimentos terrígenos del Devónico, que evolucionan a un ambiente de plataforma carbonática somera y luego más profunda (calcarenitas). A inicios del Carbonífero se produce un basculamiento generalizado que provoca la emersión de la unidad sedimentaria y su erosión parcial. Posteriormente se produce la sedimentación carbonática carbonífera, en discordancia con el Devónico, que pasa a facies turbidítica (facies Culm) en un periodo de subsidencia relacionado con la actividad pre-hercínica. La orogenia hercínica tuvo un carácter monofásico en la zona, generando estructuras plegadas y escaso metamorfismo (en contraste con otras partes de la zona axial pirenaica), representando una zona relativamente externa de la Cordillera Hercínica (Teixell y García-Sansegundo, 1994). Al final de la orogenia hercínica se produce la sedimentación del Pérmico, en medios continentales (abanicos aluviales dentro de cuencas intramontañosas), en un contexto tectónico distensivo que propició episodios de vulcanismo (zona de Anayet).

Posteriormente la zona se convierte de nuevo en una cuenca sedimentaria. La importante transgresión del Cretácico Superior produjo una potente sedimentación en un ambiente de plataforma carbonática (calcarenitas), que se va haciendo más profunda y convirtiéndose en medio de talud continental (margocalizas y areniscas).

La compresión alpina se inicia al finales del Cretácico Superior, acompañada de sedimentación sinorogénica. Durante el Paleoceno la sedimentación se produce en la llamada cuenca surpirenaica (surco de antepaís), delimitada por un margen septentrional ya emergido y un margen distal en el sur. La serie se compone de calizas y dolomías masivas. Con el primer impulso comienza el desplazamiento de los primeros mantos de corrimiento, que supusieron el despegue de la cobertera mesozoica y los materiales recién sedimentados sobre el Paleozoico autóctono. La sedimentación eocena en la cuenca surpirenaica se dispone discordante sobre el Paleógeno, demostrando que los primeros movimientos pirenaicos son pre-eocenos (Soler y Puigdefábregas, 1970). Se compone de un potente paquete turbidítico de fondo de cuenca (facies flysch), formado a partir de las corrientes de turbidez desprendidas desde los bordes de la plataforma marina. Las turbiditas pasan lateralmente a margas hacia el sur, que cuentan con una potencia aproximada de 1500 m frente a los 3500 a 4500 m del flysch. La serie eocena (flysch y margas) aparece localmente cabalgada por el frente de las Sierras Interiores, y está fuertemente replegada por los movimientos tectónicos, de tal manera que su estructura sólo puede seguirse gracias a los niveles-guía que suponen las megacapas calcáreas que por su mayor resistencia destacan en el relieve (p. ej. en la Sierra de los Dos Ríos entre los valles de Ansó y Hecho, o en la desembocadura de los ríos Osia y Romanciete). Por su parte, el contacto entre el flysch y las margas se produce mediante otra gran falla cabalgante.

En el tránsito Eoceno-Oligoceno se produce la elevación definitiva de la cuenca turbidítica y el desplazamiento hacia el sur de la línea de costa, que se sitúa en el flanco sur de la Canal de Berdún. Se inicia entonces un nuevo ciclo sedimentario, primero con una serie de tránsito marino-continental de margas y areniscas, y posteriormente depósitos de claro carácter terrígeno como arcillas, areniscas y conglomerados (serie molásica prepirenaica). El techo de la sedimentación lo integra una serie potente de conglomerados masivos, que aparecen al sur de la unidad indicando la dirección nortesur de las principales corrientes fluviales que erosionaban las estructuras recién levantadas (Soler y Puigdefábregas, 1970; Puigdefábregas, 1975). Toda la unidad aparece afectada por los últimos movimientos importantes, que dieron lugar a una estructura en pliegues laxos. Éstos tienden a formar un gran sinclinorio que engloba a las margas de la Canal de Berdún y las Sierras Exteriores, con el núcleo situado aproximadamente en los conglomerados de San Juan de la Peña y Oroel, que precisamente aparecen como sinclinales colgados.

La organización de la red fluvial, como sugiere Peña (1991), se considera muy antigua, muy probablemente pre-cuaternaria, y quizá heredera de los ríos que drenaban hacia la Depresión del Ebro y contribuyeron a rellenarla con sus sedimentos desde el Oligoceno. Lo cierto es que, especialmente en el Sector del Flysch, se aprecian claros niveles erosivos en las divisorias, encajándose los inferiores en hombreras, lo que sugiere la existencia temprana de jerarquización fluvial (Serrano, 1998), aunque no se ha llegado por el momento a datar dichos niveles.

Durante el Cuaternario, la cuenca alta del río Aragón estuvo sometida a la acción modeladora de diferentes sistemas morfogenéticos, destacando los relacionados con las crisis climáticas frías que favorecieron el desarrollo de glaciares de valle. Estos últimos

se extendían desde el Pirineo Axial y las Sierras Interiores hasta llegar al Sector del Flysch, labrando grandes circos glaciares y valles en artesa y dejando numerosos depósitos morrénicos y glaciolacustres en los valles principales y, sobre todo, en los laterales (véase Martí Bono, 1996 y Chueca *et al.*, 1998). Durante este periodo, la alternancia de fases con elevado transporte de sedimento (probablemente relacionadas con fases frías) y fases de incisión dio lugar a un sistema de terrazas fluviales con tres niveles muy claros y un cuarto, más elevado, representativo de una fase muy antigua y casi eliminada por la erosión. Este sistema de terrazas aparece asociado a los ríos principales, aunque sólo en el Aragón y, en menor medida, el Aragón Subordán, cuentan con la secuencia completa. En la mayor parte de su recorrido estas terrazas son pequeñas bandas alargadas entre la ladera y el cauce, con fuerte pendiente transversal. Al llegar a la Depresión Interior, en cambio, alcanzan un gran desarrollo, como han señalado Martí Bono (1996), Vidal (1993), Tello *et al.* (1994) y Gutiérrez Elorza *et al.* (2002). El llamado nivel fundamental, entre 55 y 60 m sobre el cauce actual, tiene una gran continuidad, siendo posible seguirlo desde Castiello de Jaca hasta el embalse de Yesa. Por debajo hay otros niveles de menor continuidad, que a veces pueden desdoblarse localmente, situados a 20 y a 10-12 m sobre el cauce actual. La terraza de 20 conecta claramente con la morrena M2 del glaciar del Aragón en Castiello de Jaca (Martí Bono, 1996). En Berdún existe un resto de un antiguo nivel de terraza a 120 m. Este nivel fundamental (llamado también 'nivel de coronas') enlaza con un nivel de glacis procedente de las dos laderas que delimitan la Depresión Interior.

Durante los periodos fríos se produjo también una regularización generalizada de las laderas en el Sector del flysch, de manera que aparecen recubiertas por un coluvión amorfo. En las partes más elevadas predominaban los procesos morfogenéticos fríos, que generaron abundantes acumulaciones de derrubios.

Tras la última deglaciación, ocurrida entre 15 000 y 20 000 años BP (García-Ruiz *et al.*, 2003), la red fluvial se ha ido encajando sobre los valles glaciares, hasta formar en algunos casos profundas gargantas al atravesar las litologías más resistentes, siguiendo el trazado de antiguas gargantas subglaciares. Así sucede, por ejemplo, en la Boca del Infierno en el río Aragón Subordán, o en el tramo entre Canfranc y Villanúa en el río Aragón.

2.3. Unidades geoestructurales

Las unidades geoestructurales que se han distinguido en el área de estudio difieren tanto en las características estructurales como en la composición litológica, rasgos que se manifiestan en relieves característicos y una respuesta diferenciada ante los procesos morfogenéticos. Una clasificación similar de las unidades del Pirineo puede encontrarse en Peña *et al.* (2002).

El Pirineo Axial

Constituye el núcleo de la cordillera Pirenaica, aunque no forma una unidad continua y falta en algunos sectores al quedar tapado por la cobertera mesozoica (cabecera de los valles de Ansó y Roncal, y de Aragüés - Aísa). En el área de estudio aparece dividido en dos partes: la zona de Acherito - Guarrinza, al oeste, y la zona de Astún - Canal Roya, al este. Lo integran diversas formaciones de edad paleozoica, deformadas por la orogenia hercínica. Sobre éstas se disponen las lutitas, areniscas y

conglomerados rojos del Pérmico, depositados discordantemente sobre el Carbonífero y afectados por los movimientos tardihercínicos.

El relieve del Pirineo Axial es complejo y acusa su heterogeneidad litológica, resultando destacadas las litologías más resistentes por erosión diferencial. En el sector oriental se alcanzan altitudes elevadas, como en el Anayet (2545 m) sobre rocas extrusivas, o en el Vértice de Anayet (2559 m), Pico de los Monjes (2349 m) o La Raca (2300 m), sobre areniscas pérmicas. En el sector occidental el Pirineo Axial no alcanza altitudes tan destacadas, apareciendo más bien como una zona relativamente deprimida a la sombra de las murallas de la Sierras Interiores. Las mayores alturas se dan en el contacto con las mismas (Chipeta Alto, 2189 m; Mallo de Acherito, 2358 m) o en la frontera con Francia (en torno a los 2200 m).

Las Sierras Interiores

La unidad de las Sierras Interiores aparece como una banda continua inmediatamente al sur del Pirineo Axial. Está integrada por rocas del Cretácico y el Paleoceno, emergentes desde el Paleoceno y estructuradas en forma de pliegues cabalgantes desplazados varios kilómetros hacia el sur. La litología está compuesta en gran parte por rocas resistentes, fundamentalmente calizas masivas y calcarenitas, aunque existen también afloramientos menos resistentes de margocalizas.

El relieve es muy abrupto debido tanto a la estructura como a la resistencia de los materiales. Son frecuentes los escarpes verticales y las fuertes pendientes. Es en las Sierras Interiores donde se encuentran las mayores elevaciones del área de estudio, decrecientes de este a oeste: Collarada (2886 m), Lecherines (2567 m), Aspe (2645 m), Bisaurín (2668 m), Peña Forca (2390 m), Petrechema (2366 m), Mesa de los Tres Reyes (2428 m).

El Sector del Flysch Eoceno

El Sector del Flysch consiste en una potente serie sedimentaria compuesta por capas alternantes de areniscas y lutitas más o menos margosas de espesor decimétrico, dispuestas en típicas secuencias turbidíticas. Fue depositada durante el Eoceno en la cuenca de antepaís surpirenaica, siendo intensamente deformadas con posterioridad y desplazadas hacia el sur, con un frente en falla cabalgante. La potencia total de la serie se estima en unos 4200-4400 m (Teixell, 1994).

Esta estructura hojaldrada, en capas muy breves, dificulta la actuación de la erosión diferencial, de manera que el relieve es bastante monótono, con divisorias alomadas y laderas regularizadas de pendientes medias a fuertes. Esta característica sólo se interrumpe por el afloramiento de megacapas calizas que destacan en el relieve por su mayor resistencia a la erosión.

La Depresión Interior Altoaragonesa

Al sur del Sector del Flysch se sitúa la Depresión Interior Altoaragonesa (localmente, Canal de Berdún), formando un amplio corredor de oeste a este que ha evolucionado por la erosión de las margas en contraste con la mayor resistencia de los materiales situados al norte y al sur (Solé Sabarís, 1942). La unidad está armada

básicamente sobre las margas del Eoceno medio, intensamente plegadas, sobre las que se instala un importante sistema de glacis y terrazas de edad cuaternaria.

La Cuenca molásica prepirenaica

La Cuenca molásica está compuesta por lutitas, areniscas y conglomerados alternando en diversas proporciones. Estos materiales fueron depositados durante el Eoceno medio y Oligoceno en facies deltaica y de plataforma continental somera primero, y posteriormente en facies molásica continental, con deformación sinsedimentaria y definitiva elevación durante el Stampiense (Oligoceno) (Puigdefábregas, 1975). La estructura es sencilla, con pliegues laxos que dan lugar a un típico paisaje de cuevas y sinclinales colgados, donde los valles subsecuentes ocupan amplias vaguadas entre las crestas (véase el Mapa Geomorfológico de Aragón, provincia de Huesca; Peña *et al.*, 2002). Por erosión diferencial el relieve ha evolucionado hacia cuevas escalonadas, con amplias vaguadas que aprovechan afloramientos lutíticos para desarrollar valles subsecuentes. Los mayores relieves (San Juan de la Peña, 1546 m; Oroel, 1769 m) están asociados a los conglomerados masivos que constituyen el techo del ciclo sedimentario.

2.4. Dinámica geomorfológica actual y aporte de sedimentos al embalse de Yesa

En la distribución de la dinámica geomorfológica actual se pueden distinguir varios dominios en función de la altitud. El piso alpino, presente en el Pirineo Axial y las Sierras Interiores, se caracteriza por los agrestes relieves derivados de la disposición estructural y la erosión diferencial, acentuados por el glaciario cuaternario. La acción del hielo/deshielo es el principal agente de meteorización sobre los fuertes escarpes desnudos, al pie de los cuales se acumulan los derrubios de gravedad (canchales), muchos de ellos todavía activos. El transporte de sedimento se ve acelerado por la ocurrencia frecuente de aludes, cuyos canales son bien visibles en alta montaña. Sobre los macizos calcáreos se instalan extensos campos de lapiaz y dolinas, que tienen su reflejo en profundidad en una importante red de drenaje subterránea. García-Ruiz *et al.* (1990b) describen en detalle la actividad geomorfológica de este cinturón altitudinal en el Pirineo Central.

Algo más abajo se dispone el piso subalpino alpinizado, caracterizado por el descenso artificial del límite del bosque desde unos 2400 m a 1600-1800 m. Aparece tanto en las dos unidades anteriores como en las partes más altas del Sector del Flysch. Este descenso del *timberline* ha sido propiciado por la actividad humana en época histórica, favoreciendo la instalación de pastos alpinos de sustitución. Este hecho tiene una gran relevancia geomorfológica, pues la desaparición de las raíces de los árboles implicó una fuerte pérdida de cohesión del suelo y el regolito. Así, los procesos más frecuentes son los deslizamientos planares, aunque también son características las redes densas de incisiones paralelas (ingl. *rills*) y las cabeceras activas de barrancos, que muestran una fuerte actividad remontante y suponen un factor de inestabilidad (García-Ruiz y Puigdefábregas, 1982; Puigdefábregas y García-Ruiz, 1984).

El piso montano se caracteriza por unas condiciones óptimas para el desarrollo del bosque y la pedogénesis, lo que supone un ambiente típicamente biotásico que sólo se ve alterado por la acción del hombre (De la Riva, 1997). La mayor parte de la actividad morfodinámica está ligada a la distribución de la humedad edáfica y la escorrentía superficial, acentuados o disminuidos en función del grado de cubrimiento vegetal. La

concentración de la escorrentía da lugar a arroyos y pequeños ríos de fuerte pendiente, con excavación lateral, sobre todo en las cabeceras. El paisaje se ve también afectado por frecuentes deslizamientos superficiales que suelen derivar en coladas de barro y derrubios (ingl. *debris flows*), como han estudiado García-Ruiz y Puigdefábregas (1982) y Lorente *et al.* (2002).

Por debajo de 1400 m, en especial en las laderas solanas, el fenómeno más espectacular es la formación de densas redes de cárcavas sobre las margas eocenas de la Depresión Interior. Otros ambientes, en laderas pendientes y perturbadas por el hombre, muestran las huellas de una erosión difusa, no por menos visible irrelevante. También son frecuentes algunos movimientos en masa profundos, de edad desconocida, quizá asociados a fracturas como parece intuirse en el valle de Borau. El zapamiento lateral ejercido por los ríos, de cauce muy divagante a causa del gran transporte de material sólido, favorece la inestabilidad de las laderas y provoca sus desprendimiento.

Una parte de los sedimentos movilizados en la cuenca llega hasta el embalse de Yesa, donde quedan atrapados casi en su totalidad. Ya durante la construcción del embalse, y durante la década siguiente a su inauguración en 1959, se construyeron numerosas presas de retención de sedimento (ingl. *check-dams*) para frenar la llegada de materiales gruesos hasta el vaso del embalse. Otra medida reguladora fue la repoblación de las laderas próximas al embalse, con el mismo propósito de frenar la erosión.

A pesar de estas medidas, el embalse de Yesa ha recibido importantes aportes de sedimento desde su construcción, como se refleja en la *Tabla 2.1*. Comparando la capacidad del embalse estimada en las batimetrías realizadas en 1969 y 1986 por el *Centro de Experimentación Hidrológica* del Ministerio de Fomento con la capacidad inicial del embalse, pueden obtenerse tasas medias de aportación de sedimento al embalse. Entre 1959 y la batimetría de 1969 se produjo una pérdida de capacidad de 14 hm³, lo que supone una aportación media anual de 1.4 hm³. Con estos valores se estimó la vida útil del embalse en unos 353 años. En la batimetría de 1986 la capacidad del embalse había descendido otros 7 hm³, arrojando una tasa anual de 0.39 hm³, con lo que la vida útil del embalse se incrementaba hasta los 588 años. El notable descenso del aporte de sedimento durante los años 70 y 80 del siglo XX es atribuido por López Moreno *et al.* (2003) a la expansión del matorral, el bosque natural y las repoblaciones forestales sobre antiguas laderas cultivadas con fuertes pendientes.

Año	Capacidad	Perdida de capacidad	Aportación anual de sedimento	Vida útil estimada
1959	471 hm ³	} 14 hm ³	1.4 hm ³ /año	353 años
1969	457 hm ³			
1986	450 hm ³	} 7 hm ³	0.39 hm ³ /año	588 años

Tabla 2.1. Aportación de sedimento al embalse de Yesa (a partir de López-Moreno et al., 2002).

A partir de estos datos pueden estimarse groseramente tasas específicas de aporte de sedimento. Conociendo que la densidad media del sedimento almacenado en el embalse de Yesa es de 1.044 t m⁻³ (CEDEX, 1988), durante el primer periodo se puede

estimar la producción específica de sedimento en $667 \text{ t Km}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ($6.67 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$), equivalente a una degradación específica de 0.64 mm año^{-1} . Estas cifras descienden a $177 \text{ t Km}^{-2} \text{ año}^{-1}$ para el segundo periodo, representando una degradación específica de 0.17 mm año^{-1} . Tales resultados son comparables a los obtenidos en otras cuencas hidrográficas de tamaño similar, como se puede comprobar en la revisión de Walling (1983). Aunque las figuras presentadas por Walling terminan en los 1000 km^2 , se pueden extrapolar fácilmente los resultados. Así, se puede considerar que el valor de 640 t Km^{-2} estimado para el primer periodo se encuentra aproximadamente en el promedio de los valores observados en diversas cuencas hidrográficas del centro y suroeste de los EE.UU. La segunda tasa, en cambio, se sitúa entre las menores de las observadas.

No es posible estimar la razón de exportación de sedimento para la cuenca de Yesa, puesto que se carece de mediciones o estimas del total de sedimento producido en el interior de la misma. Según la curva desarrollada por el Departamento de Agricultura de los EE.UU. para cuencas del centro y este del país, a una cuenca con una superficie de 1000 km^2 le corresponde una razón de exportación de sedimento cercana al 5%. Sin embargo, los estudios realizados en diversas cuencas del mundo reflejan que la variabilidad en cuanto a este parámetro es enorme, oscilando entre el 5 y el 50% (Walling, 1983).

2.5. El clima

Rasgos generales del clima

Son diversos los trabajos dedicados al estudio del clima del área de estudio, entre los que destacan los de Puigdefábregas (1966 y 1970), Montserrat (1971a), Puigdefábregas y Creus (1976), Creus (1983), Del Barrio *et al.* (1990) y Cuadrat (1981 y 1999). Un rasgo común de todos estos trabajos es la definición general del clima como una transición entre características del clima húmedo de tipo atlántico y rasgos mediterráneos continentalizados. Esta transición se produce en un doble gradiente N-S y W-E. El primero se explica por la disposición general del relieve, que desciende progresivamente desde el norte. El gradiente W-E, en cambio, se debe a la progresiva pérdida de influencia de las masas de aire húmedas y frescas del Cantábrico frente a la influencia mediterránea, responsable de masas de aire más cálidas y secas.

La continuidad de este gradiente se encuentra no obstante muy matizada por la distribución del relieve, sobre todo por la barrera topográfica que suponen las Sierras Interiores. En este sentido, Puigdefábregas y Creus (1976) consideran que los territorios situados al norte de las Sierras Interiores poseen un clima fresco con precipitación abundante de influencia atlántica, mientras que al sur de éstas se produce una transición gradual con disminución de las características atlánticas, hasta llegar a la Depresión Interior, de clima más cálido y precipitaciones relativamente escasas con tendencia más equinoccial. Al sur de esta unidad, las sierras de San Juan de la Peña y Oroel presentan de nuevo un clima más húmedo y fresco, pero en el que son frecuentes los fenómenos convectivos y se prolongan los periodos secos.

Para el estudio del clima se ha utilizado la información de once observatorios, de los cuales sólo cinco registran la temperatura además de la precipitación. El periodo de registro es variable, como se muestra en la *Tabla 2.2*. En la localización de los observatorios (*Figura 2.8*) se observa que quedan bien representadas las tres grandes unidades definidas por Puigdefábregas y Creus (1976). No obstante, hay que tener en

cuenta que la ubicación de los observatorios en núcleos de población supone un sesgo importante, al recogerse únicamente la situación de los fondos de valle. Este hecho dificulta mucho la realización de extrapolaciones, e incluso de afirmaciones generales, y constituye un grave problema para el estudio del clima en las áreas de montaña.

Ansó	P 1941-47; 1970-94; 1997-99 T --	Bescós de Garcipollera	P 1954-94; 1997-99 T --
Hecho	P 1956-2000 T 1972; 1974-2000	Yesa	P 1928-34; 1940-91 T 1940-81; 1983-91
Aragüés	P 1970-94; 1997-99 T --	Artieda	P 1941-64; 1967-94; 1997-99 T 1941-64; 1967-94; 1997-99
Canfranc	P 1941-91 T 1941-54; 1956-92	Javierregay	P 1956-94; 1997-99 T --
Embún	P 1953-55; 1970-86; 1990-94; 1997-99 T --	Jaca	P 1968-99 T 1960-68; 1970-99
Castiello de Jaca	P 1970-93; 1997-99 T --		

Tabla 2.2. Longitud de las series de precipitación (P) y temperatura (T) utilizadas.

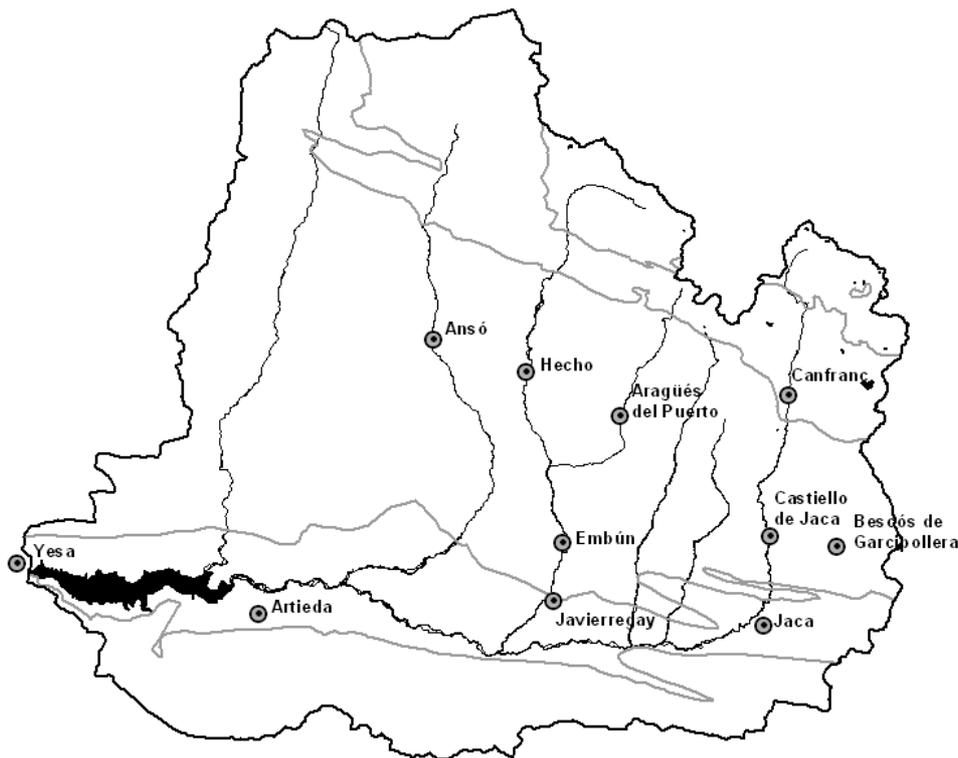


Figura 2.8. Red de observatorios climatológicos en la cuenca del embalse de Yesa.

La distribución de las temperaturas guarda una estrecha relación con la altitud, de manera que el principal gradiente se establece en sentido meridiano. García-Ruiz *et al.* (1985) estimaron el gradiente térmico altitudinal en el valle del Aragón en $-0.53\text{ }^{\circ}\text{C}$ cada 100 m, y Cuadrat (1981) lo situó en $-0.56\text{ }^{\circ}\text{C}$ cada 100 m para todo el Pirineo Central. De la Riva (1997), para las cuencas altas del Aragón y del Gállego, ofrece valores

mensuales, observando que el gradiente es menor en otoño-invierno (-0.3 °C de noviembre a enero) que de primavera a verano (-0.6 °C de febrero a agosto).

La disposición del relieve ejerce también una influencia notable, estableciéndose una diferencia media anual de casi 0.5 °C entre las laderas solanas, más cálidas, y las umbrías, más frías (De la Riva, 1997). Así, la temperatura media más alta se encuentra en el observatorio de Yesa (13.0 °C), y en general a lo largo de la Canal de Berdún (Artieda, 11.8 °C; Jaca, 11.4 °C), descendiendo progresivamente hacia el norte (Hecho, 9.39 °C; Canfranc, 8.4 °C). Aunque toda extrapolación debe tomarse con reservas, la isoterma de 0 °C se sitúa en el límite altitudinal de los mayores relieves de la zona. Ésta ha sido situada a 2726 m por Del Barrio *et al.* (1990), a 2800 m por Cuadrat (1981), y a 2924 m por De la Riva (1997).

La precipitación anual sigue un gradiente inverso, mostrando un descenso de N a S, aunque su distribución espacial es más compleja, motivada por las diferentes exposiciones respecto a los vientos dominantes y a la existencia de barreras topográficas. La mayor parte de las precipitaciones se asocia al paso de perturbaciones zonales ligadas al frente polar, de procedencia Cantábrica (NW). Con respecto a estos flujos, las Sierras Interiores ejercen de manera notable un efecto barrera, propiciando la descarga de precipitación a barlovento (al norte de las mismas), y generando un cierto efecto *föhn* a sotavento (al sur). No obstante, en muchas ocasiones los flujos atlánticos muestran una componente más occidental, penetrando también a lo largo de la Depresión Interior, que de no ser así acusaría una fuerte sequía orográfica. Hacia el sur, los relieves de San Juan de la Peña y Oroel favorecen de nuevo el incremento orográfico de las precipitaciones.

Considerando esta gran complejidad, resulta difícil establecer un único gradiente pluviométrico altitudinal para toda la zona, y mucho menos para todo el Pirineo, como se hizo con la temperatura. De la Riva (1997) estima este gradiente en 1.42 mm m⁻¹ para los valles más occidentales (Ansó y Hecho), disminuyendo hasta 1.19 mm m⁻¹ para los valles más orientales (Aísa, Canfranc). Este descenso refleja la progresiva amortiguación de la influencia cantábrica en los Pirineos. Así, se encuentran valores totales anuales alrededor de 800 mm en la Depresión Interior (Yesa, 791 mm; Artieda, 737; Javierregay, 789; Jaca, 854), que aumentan hasta alrededor de 1000 mm en el Sector del Flysch (Embún, 764 mm; Castiello de Jaca, 1022; Bescós de Garcipollera, 1063) y margen sur de las Sierras Interiores (Ansó, 1153 mm; Hecho, 1211; Aragüés del Puerto, 1255), y hasta más de 1500 mm al norte de las Sierras Interiores (Canfranc, 1731 mm).

La modalidad de las precipitaciones también refleja importantes diferencias dentro del área de estudio. Así el observatorio de Canfranc, el único situado al norte de las Sierras Interiores, registra un promedio de 124.7 días de lluvia al año, siendo el evento promedio de 14 mm diarios. Aunque el número de días de lluvia es similar inmediatamente al sur de las Sierras Interiores, la cantidad media de lluvia es menor: 111.5 días y 10.4 mm en Ansó; 123.6 días y 9.7 mm en Hecho; o 112.5 y 11.1 mm en Aragüés del Puerto. En la parte meridional del Sector del Flysch y la Depresión Interior los valores son inferiores, y similares entre sí: 84.6 días de lluvia al año y 9.1 mm en Embún; 105.2 días y 9.8 mm en Castiello de Jaca; 95.2 días y 11.2 mm en Bescós de Garcipollera; 89.5 días y 8.8 mm en Yesa; 83.4 días y 8.9 mm en Artieda; 103.4 días y 7.7 mm en Javierregay; o 113.5 días y 7.6 mm en Jaca.

El régimen de las precipitaciones acusa la influencia oceánica general sobre el área de estudio. Así, pese a que existen dos máximos equinocciales, no se aprecia un

verdadero periodo de sequía pluviométrica en invierno, como sí sucede en áreas más orientales de la cordillera (García-Ruiz *et al.*, 2001*b*). El mínimo se produce, de forma clara, en el verano. Existe, no obstante, un cierto gradiente de W a E, independientemente de la situación más o menos al norte de la estación. Así, tanto los observatorios de Yesa, Artieda o Embún como los de Ansó y Hecho presentan su máximo de precipitación en el mes de diciembre, frente al mes de octubre de los observatorios situados más al este. La excepción es Canfranc, que al localizarse al norte de las Sierras Interiores participa también de las características cantábricas y presenta un máximo invernal muy claro.

Rasgos extremos del clima

Quizá el aspecto más relevante del clima para el geomorfólogo sean precisamente los rasgos extremos del clima. Es bien conocido que una gran parte del trabajo morfodinámico se produce durante eventos de gran magnitud y ocurrencia muy esporádica (ver, p. ej., Thornes, 1976; Gallart, 1995; o García-Ruiz *et al.*, 2000*b*). El resto del tiempo el sistema morfodinámico permanece en un estado de equilibrio, con mínima actividad.

El Pirineo es una de las zonas de España donde se pueden llegar a registrar eventos pluviométricos de gran intensidad. Algunos ejemplos son los más de 600 mm diarios recogidos en el refugio de Góriz, los más de 500 mm de Sin entre el 6 y el 8 de noviembre de 1982, o los 307 mm de Urdiceto, 252 mm de Capella, o 214 mm de Gistaín). En general los eventos superiores a 100 mm diarios no son demasiado extraños (119 casos sobre un total de 1388 años/observatorio). Aunque estos valores son inferiores a los registrados en el Levante español, sus efectos morfogenéticos han sido ampliamente descritos (Martí Bono y Puigdefábregas, 1983; Albentosa, 1983; García Ruiz *et al.*, 1996*a*; White *et al.*, 1997).

La mayor parte de estos eventos extremos se han registrado en sectores más orientales del Pirineo, evidenciando un descenso del carácter extremo de las precipitaciones hacia el oeste paralelo a la pérdida de influencia de los rasgos mediterráneos. Entre los observatorios del área de estudio, destaca por la frecuencia de eventos extremos Canfranc, con once registros de más de 100 mm diarios en su serie de datos, y un máximo absoluto de 156 mm. Los valores diarios máximos absolutos registrados en los demás observatorios son menores: 152.5 mm en Aragüés del Puerto, 140 mm en Yesa, 131.5 mm en Hecho, 112.4 mm en Javierregay, 105 mm en Ansó, 101.2 mm en Artieda, 98 mm en Embún, 95 mm en Castiello de Jaca, 84 mm en Jaca y 82.1 mm en Castiello de Jaca. Como se puede apreciar, no existe ninguna tendencia espacial en cuanto a los valores máximos observados (García Ruiz *et al.*, 2000*a*).

Esta disminución del carácter extremo de las precipitaciones hacia el oeste a lo largo de la cordillera pirenaica se explica atendiendo a las situaciones meteorológicas que desencadenan los eventos extremos en la región. Muchos de los eventos más intensos registrados en el Pirineo están asociados a situaciones de gota fría generadas por la advección de aire frío en altura sobre masas de aire más cálidas y húmedas de procedencia mediterránea. Esta situación es característica de las lluvias extremas otoñales, que adquieren una escala regional. A escala más local, pero con efectos también de gran intensidad, las tormentas convectivas se deben al calentamiento local de las laderas solanas, una situación que es especialmente frecuente a finales de primavera y en el verano. Las dos situaciones descritas son características de la influencia mediterránea en el clima de la región, que se hace más patente al este del

valle del Aragón, fuera del área de estudio. Además de los dos procesos mencionados, otra fuente de eventos extremos es el paso de borrascas asociadas al frente polar, cuyas precipitaciones se ven amplificadas por el efecto de la topografía. Las lluvias de origen frontal no suelen alcanzar la intensidad instantánea de las anteriores, pero presentan una duración media mucho mayor, incluso de varios días, por lo que sus efectos geomorfológicos pueden ser también importantes.

García-Ruiz *et al.* (2002) establecen diferentes umbrales de precipitación, que asociados a un periodo de retorno delimitan los marcos temporales de la actividad morfodinámica. Así, con lluvias correspondientes a un periodo de retorno de 5 años (entre 70 y 80 mm en 24 horas) los ríos arrastran grandes cantidades de sedimento en suspensión, junto a flujo hiperconcentrado en los barrancos más pendientes. Con lluvias correspondientes a un periodo de retorno de 25 a 30 años (entre 100 y 120 mm) se produce también un gran transporte de carga de fondo, la formación de numerosos flujos de derrubios en las laderas y, ocasionalmente, deslizamientos planares en el piso subalpino deforestado. Cerca de los cauces ocurren deslizamientos rotacionales (*slumps*) por divagación lateral, y los cauces sufren grandes cambios en la disposición de las barras sedimentarias. Si las lluvias corresponden a un periodo de retorno de 100 años (130 a 160 mm, e incluso más a altitudes por encima de 1500 m), entonces se produce removilización de sedimento en conos activos y semi-activos, formación de movimientos en masa de diferente envergadura e incluso reactivación de otros más antiguos. Los ríos arrastran un elevado volumen de sedimento grueso, desplazando incluso bloques morrénicos de gran tamaño. Las infraestructuras próximas a los cauces se ven seriamente dañadas. Finalmente, durante los llamados eventos excepcionales (500 mm en 24 horas, o 200 mm en una hora) el sedimento es transportado en los cauces en forma de flujo hiperconcentrado, como sucedió durante la avenida del barranco de Arás (García Ruiz *et al.*, 1996). Se destruyen presas de retención de sedimento, la erosión lateral y vertical en los barrancos es muy notable, y pueden formarse grandes flujos de derrubios como el de San Adrián de Sasabe (Martí Bono *et al.*, 1997).

2.6. Los suelos

La información sobre los suelos del área de estudio es escasa y fragmentaria, pudiéndose citar sólo los trabajos generales de Albareda y Gutiérrez (1946) o Higuera (1981), además de la labor de recopilación hecha por De la Riva (1997). La única cartografía de suelos existente es el *Mapa de suelos de las provincias de Zaragoza, Huesca y Logroño* (CSIC, 1970), a escala 1:250 000. Estos trabajos permiten realizar una aproximación a las principales características de los suelos en el área de estudio.

Siguiendo el esquema de Albareda y Gutiérrez (1946), se establecen dos líneas principales de evolución de suelos, en función de la naturaleza del sustrato. Así, sobre sustrato silíceo y debido principalmente a la acción mecánica, los suelos brutos evolucionan en un primer estadio hacia rankers de mull o tierras pardas incipientes. En condiciones topográficas más favorables, y bajo el dominio de los procesos químicos del suelo, se forman tierras pardas propiamente dichas, que por un exceso de lavado tienden a convertirse en tierras pardas podsolizadas. Sobre sustrato calcáreo, y en el dominio de la acción mecánica, los suelos brutos evolucionan hacia rendsinas o xerorendsinas, que en situaciones favorables dan lugar a típicos suelos pardos forestales. Aunque el proceso de lavado requiere de mucho más tiempo, los suelos pardos forestales también pueden llegar a la podsolización, convergiendo con los formados

sobre sustratos ácidos. Este esquema se completaría con la existencia de diversos grados de conservación de los suelos, además de los suelos rojos formados sobre terrazas y glaciares y los vertisuelos sobre los afloramientos de margas. A continuación se describen las principales características y localización de los distintos tipos de suelos, siguiendo la descripción y nomenclatura del mapa del CSIC (1970).

- Suelos brutos. Se trata de los suelos más incipientes de todos, prácticamente reducidos al roquedo más o menos meteorizado, sea cual sea su naturaleza. Aparecen por tanto asociados a vertientes con pendientes muy fuertes, divisorias y acumulaciones de derrubios. Cuando las condiciones topográficas mejoran, y permiten una cierta acumulación de material, se desarrollan suelos algo más evolucionados, como rankers en terreno silíceo y rendsinas sobre sustrato calcáreo. Presentan típicamente un perfil (A)C, textura arenosa y estructura incipiente, y sostienen una vegetación de pastos alpinos. En el área de estudio, aparecen salpicados por las Sierras Interiores y el Pirineo Axial, aunque también se pueden dar localmente en las megacapas del flysch, o en los cantiles de conglomerados de la Cuenca molásica.
- Rendsinas y xerorendsinas. Las rendsinas representan un estadio inicial en la evolución de los suelos sobre sustrato calcáreo, y su evolución hacia suelos pardos suele estar limitada por la presencia de fuertes pendientes combinadas con un sustrato muy resistente a la meteorización. El horizonte típico es AC, en ocasiones con un nivel de acumulación de carbonatos, A(Ca)C. La textura es franca o limo-arcillosa, con una pedregosidad importante. El contenido en materia orgánica puede ser elevado en superficie. En el área de estudio, aparecen sobre todo en el sector de las Sierras Interiores, soportando una vegetación de pastos alpinos y subalpinos. Las rendsinas pueden derivar hacia *terra rosa / fusca* en la parte más occidental (Ansó y Roncal), donde representan la edafoclimax de los hayedos y abetales (De la Riva, 1997). Las xerorendsinas, asociadas a condiciones climáticas menos húmedas, presentan un perfil AC o incluso (A)C. El contenido en materia orgánica es menor, aunque con buena humificación. Aparecen típicamente en el Sector del Flysch o en la Cuenca molásica, intercaladas en zonas de suelos más desarrollados. Las xerorendsinas constituyen la edafoclimax de los bosques subesclerófilos de carrascas y quejigos.
- Rankers de mull. Los rankers son el paso siguiente a los suelos brutos, sobre sustrato silíceo, y suelen aparecer ligados a condiciones limitantes para la edafogénesis, como fuertes pendientes y climas fríos de alta montaña. El perfil típico es poco desarrollado, AC, arenoso y ácido y pobre en nutrientes utilizables, aunque puede presentar un elevado contenido en materia orgánica. Se le considera la edafoclimax de los pastos secos de *Festuca eskia* y del pinar de pino negro con rododendro. En el área de estudio aparecen en el Pirineo Axial, asociados sobre todo a los afloramientos de cuarcitas, aunque pueden darse en todas las litologías silíceas.
- Suelos pardos calizos forestales. Representan el estadio siguiente a las rendsinas, sobre sustrato calcáreo, en zonas más favorables topográficamente para la edafogénesis. Con un perfil A(B)C, presentan un horizonte A rico en humus de tipo mull. Es el tipo de suelo más abundante en el área de estudio, apareciendo sobre todo en el Sector del Flysch y en la Cuenca molásica. Los suelos pardos del flysch presentan un horizonte A cálcico potente, de color pardo-gris, y un perfil carbonatado y constituyen la edafoclimax del quejigar con boj. En muchos casos, y sobre todo en las laderas solanas, la puesta en cultivo de estos suelos propició su decapitación y rápida degradación por compactación y erosión, por lo que en los

casos más extremos han quedado reducidos a suelos esqueléticos con una gran pedregosidad superficial.

- Tierras pardas forestales. Aparecen sobre sustrato no calcáreo, siendo suelos muy desarrollados en los que los procesos químicos son muy intensos, con incluso formación de minerales de arcilla. El perfil típico es A(B)C, de pH medianamente ácido, con un A muy rico en humus y un (B) muy desarrollado, incluso presentando síntomas de podsolización. La textura es franca o franco-arenosa. Suelen soportar bosques densos y húmedos, apareciendo en el área de estudio ligados a los afloramientos paleozoicos de pizarras y cuarcitas o a las lutitas y areniscas pérmicas, además de los conglomerados de las sierras de San Juan de la Peña y Oroel.
- Suelos rojos mediterráneos con costra. Se localizan sobre los depósitos de terrazas altas y glaciales, sobre todo a lo largo de la Depresión Interior donde se asocian a la terraza de +60 m. Se trata de suelos aluviales poco profundos (excepcionalmente llegan a 1.5 m) y de color rojizo. La textura suele ser franco-arcillosa, el pH básico y el contenido en materia orgánica bajo. Normalmente presentan un perfil AB, con horizonte de transición al C, frecuentemente con encostramientos calcáreos en la base del perfil que cementan los cantos de la terraza y originan un horizonte petrocálcico. Vidal (1993) considera que estos suelos son policíclicos, fruto de una sucesión de procesos independientes entre sí. Representan la edafoclimax de los bosques subesclerófilos de carrasca y quejigo (De la Riva, 1997).
- Suelos aluviales. Se trata de suelos actuales sobre depósitos de terrazas bajas y llanuras aluviales. Presentan características variables según la naturaleza de los materiales transportados por el río, y en su casi totalidad han sido alterados por el laboreo al soportar campos de cultivo.
- Vertisuelos. Finalmente, aparecen algunos sectores de vertisuelos en la Depresión Interior, sobre las margas azules eocenas. Presentan un perfil A(B)C, con A poco profundo y escaso en materia orgánica y un (B) potente con mucha arcilla, que experimenta procesos de hinchado y agrietado con los ciclos de humectación y secado.

2.7. La vegetación y los usos del suelo

La distribución de la vegetación natural o potencial en el área de estudio está fuertemente condicionada por el relieve y las características climáticas descritas en los apartados anteriores. Esta es una característica general de las áreas de montaña, donde las diferencias de altitud son capaces de reproducir el gradiente latitudinal que se observa a una escala continental. La sucesión típica se produce en función de la altitud, aunque existen numerosas variaciones locales debidas a la exposición (solana / umbría), la litología, los suelos, etc. Existen también diferentes formaciones azonales, como los bosques de ribera o las comunidades rupícolas. La distribución natural de la vegetación se ha visto, no obstante, profundamente alterada por las actividades humanas. A continuación se describe la vegetación natural y los usos del suelo típicos de los diferentes pisos de vegetación (ver, especialmente, Montserrat, 1971b y 1988; Villar *et al.*, 1997 y 2001).

Piso alpino y subalpino

El piso alpino, entre 2200-2400 y 2600-2800 m, es el dominio de los pastizales de alta montaña. Estos se prolongan en el llamado piso subalpino alpinizado, entre 1800 y 2000-2200 m. Es en esta última franja donde el hombre, interesado en expandir el

dominio de los pastos alpinos de verano, provocó la retirada del bosque y su sustitución por formaciones herbáceas. La vegetación clímax del piso subalpino sería un pinar disperso de pino negro (*Pinus uncinata*) con matorrales diversos (*Rhododendrum ferrugineum*, *Arctostaphylos uva-ursi*, *Juniperus nana*, *J. sabina*). Su eliminación dio paso a pastizales de *Nardus stricta* y *Trifolium alpinum*, o *Festuca eskia* y *F. gauteri* en sectores más secos.

Piso altimontano y montano húmedo

Llega hasta 1650/1700 m (De la Riva, 1997), dominado por los pinares de *Pinus sylvestris*, los abetares y los hayedos. Estos últimos sustituyen al pino en las exposiciones umbrías, ya que éste prefiere una buena insolación. El sotobosque típico del pinar de silvestre lo forman el boj (*Buxus sempervirens*) y el erizón (*Echinopartum horridum*), protagonistas también de las etapas seriales de degradación. La distribución del pino silvestre se ha beneficiado de la explotación forestal de las especies de frondosas, debido a su carácter invasor. Especialmente importante ha sido la sustitución del roble y el quejigo por el pino silvestre en gran parte del dominio potencial de éstos.

Piso mesomontano y supramediterráneo

Situado inmediatamente por debajo del anterior, el piso mesomontano y supramediterráneo es el dominio de los robledales, sobre todo de *Quercus pubescens*. La transición hacia el supramediterráneo está marcada por los encinares montanos de *Quercus rotundifolia*. El boj es de nuevo el protagonista de las etapas de degradación de ambos bosques.

Piso mesomediterráneo

En el piso mesomediterráneo aparecen formaciones subesclerófilas, como quejigares (*Quercus faginea*) y carrascales (*Q. rotundifolia*) submontanos. Estas formaciones aparecen muy escasamente representadas en el área de estudio, debido a que la mayor parte de su área potencial se dedica a cultivos o permanece en estadios de degradación debido al pastoreo. En estos matorrales de sustitución son frecuentes el erizón (*Echinopartum horridum*) y la aliaga (*Genista scorpius*), además del boj (*Buxus sempervirens*) y el enebro (*Juniperus communis*).

Evolución del uso del suelo

Ya se ha mencionado al hablar del límite altitudinal del bosque la profunda transformación de la vegetación natural en el piso subalpino. Esta deforestación debió producirse en fechas relativamente recientes, probablemente durante la Edad Media, como demostraron los estudios palinológicos de Montserrat (1992), y fue seguida por un periodo de intensa erosión e inestabilidad de laderas (García-Ruiz y Puigdefàbregas, 1982; García Ruiz y Valero, 1998). El análisis sedimentológico del ibón de Tramacastilla refleja un cambio súbito en las condiciones de sedimentación a partir del siglo XI, con aportes terrígenos acompañados de abundantes cenizas.

La alteración del paisaje fue aún más importante por debajo de 1600 m. Lasanta (1989) explica cómo, desde comienzos de la Edad Moderna y hasta finales del siglo XIX, se produjo en todo el Pirineo un aumento demográfico más o menos constante, lo

que supuso un aumento paralelo de la presión sobre el territorio. Éste se manifestó mediante la puesta en cultivo de la mayor parte de las laderas solanas, bien en forma de bancales, de campos en pendiente, o incluso mediante técnicas de agricultura itinerante (artigueo). Las áreas más humanizadas correspondieron al Sector del Flysch, la Depresión Interior y la Cuenca molásica, alternándose los campos de cereal y los barbechos con zonas de matorral quemadas periódicamente para pastos. En las umbrías, no cultivables, eran frecuentes los bosques de quejigo o pino laricio, sometidos a carboneo o talados para leña de forma periódica.

Esta situación cambió radicalmente a lo largo del siglo XX, con la introducción de la mecanización y las nuevas formas de la agricultura de mercado. Así, en la actualidad sólo se mantienen los cultivos en los campos más accesibles y de fácil mecanización, reducidos casi en su totalidad a la Depresión Interior y parte de la Cuenca molásica. El resto de las áreas antaño cultivadas fueron progresivamente abandonadas, en un proceso que culminó hacia finales de los años 50 y comienzos de los 60 del pasado siglo. De forma paralela se asistió a un descenso de la cabaña ganadera, ligado al progresivo declive de la tradición trashumante. En su mayor parte, los campos abandonados han sido colonizados rápidamente por el matorral. Las comunidades de herbáceas se mantienen sólo en las áreas que continúan siendo pastoreadas, sobre todo en los alrededores de las poblaciones. En el piso subalpino la menor presión ganadera conduce a una expansión, todavía incipiente, del arbolado, como puede apreciarse, por ejemplo, en la umbría de la cabecera del río Aragón Subordán.

El abandono de las actividades tradicionales, e incluso de los asentamientos, propició también el desarrollo de políticas de repoblación forestal durante las décadas de los 60 y los 70 del pasado siglo. Éstas tenían como principal cometido la restauración de los suelos y del funcionamiento hidrológico de las áreas de montaña. Dentro de la cuenca alta del río Aragón, los sectores más afectados por la reforestación son el valle del río Ijuez (o de la Garcipollera), las laderas solanas de la Canal de Berdún y la Val Ancha, las molasas prepirenaicas (que se han visto afectadas recientemente por incendios forestales) y manchas más dispersas en el Sector del Flysch. A escala de ladera, sus consecuencias hidrológicas y geomorfológicas son muy variadas, dependiendo de la posición en la ladera, la exposición y el estado erosivo previo a las labores de repoblación. En cambio, a escala de cuenca se ha constatado un descenso en los picos de crecida y en la capacidad de transporte de sedimento (García-Ruiz y Ortigosa, 1999).

3. METODOLOGÍA

3.1. Fuentes de información

Modelo digital de elevaciones

El modelo digital de elevaciones (MDE) es uno de los elementos fundamentales de este trabajo, tanto en el proceso de reclasificación del mapa obtenido mediante teledetección como en la elaboración del modelo de transporte de sedimento. Se ha obtenido a partir de las curvas de nivel digitalizadas del mapa topográfico nacional, serie L (escala 1:50 000), con una equidistancia de 20 m. Ello ha permitido interpolar un MDE matricial con una resolución de rejilla de 30 m, equivalente a la de las imágenes Landsat. El número total de celdas significativas (excluidas las vacías) se aproxima a 2.5 millones.

La obtención de una representación espacial continua de la elevación, $Z(x,y)$ a partir de una muestra irregular como las curvas de nivel requiere interpolar o aproximar los valores de Z a intervalos regulares definidos por la rejilla o *grid*. Para ello se ha empleado el comando TOPOGRID de ArcInfo 7, basada en el método de *splines* con tensión. Según la condición de aproximación, las *splines* deben pasar lo más cerca posible de los puntos de medida, manteniendo una variación suave. El algoritmo permite la inclusión de líneas de flujo (red hidrográfica) y la delimitación de depresiones, como los lagos y embalses.

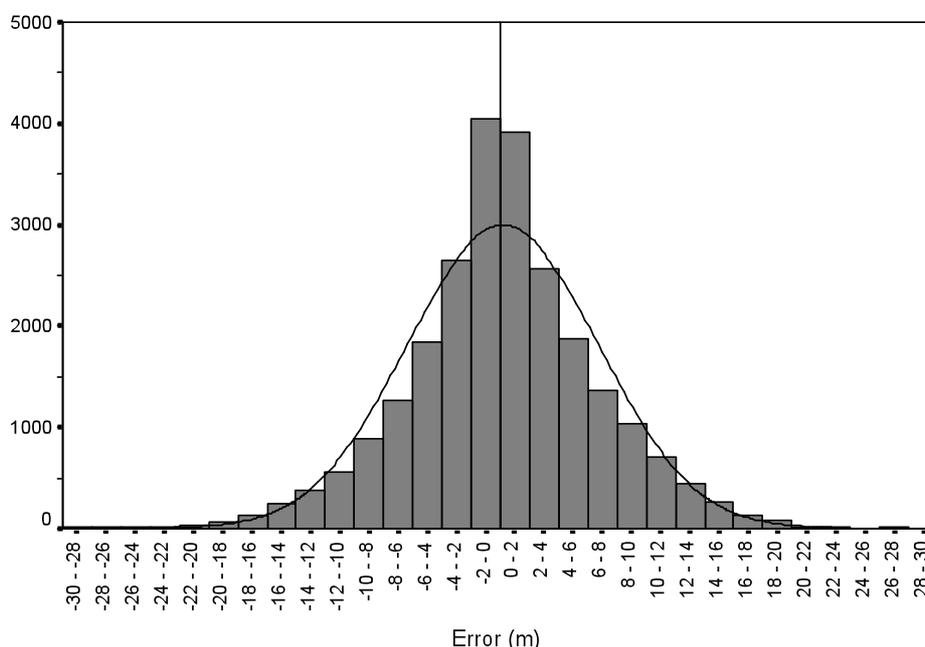


Figura 3.1. Histograma de frecuencias del error medio del MDE (nº de celdas), con indicación de la curva normal

El error de la interpolación se ha estimado comparando los valores del MDE con los valores de Z en los vértices de las curvas de nivel originales. El error de partida presente en las propias curvas no ha podido tenerse en cuenta. El error medio del MDE

ha sido así estimado en 0.17 m, con una desviación típica de 6.52 m. Los errores máximo y mínimo son de -44.8 y 29.8 m, respectivamente. El error medio da una idea del posible sesgo en la distribución, y debe ser próximo a cero, como en este caso, a pesar de existir una cierta sobreestimación. La simetría de la distribución del error puede verse en la *Figura 3.1*. Se aprecia también que la distribución del error se aproxima a la normal, aunque con una mayor curtosis (preponderancia de los valores centrales).

El error medio no es una medida adecuada de la calidad del MDE, puesto que los errores positivos compensan a los negativos. Un estadístico más adecuado lo constituye el error absoluto medio (EAM):

$$EAM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |z_n' - z_n| \quad (ec. 3.1)$$

donde z_n es la elevación verdadera del punto y z_n' es la elevación estimada (del MDE). El EAM del MDE es de 4.83 m, valor que puede considerarse como bajo. Otra medida del error que suele emplearse a menudo es el error cuadrático medio (ECM):

$$ECM = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (z_n' - z_n)^2} \quad (ec. 3.2)$$

El ECM del MDE del área de estudio es de 6.52 m. Según los diferentes estadísticos calculados, el error del MDE puede considerarse muy bajo, de acuerdo con las normas de calidad del *US Geological Survey* para un MDT de nivel I (error máximo inferior a 50 m y ECM menor de 15 m, Felicísimo, 1994).

Resulta razonable suponer que el error de un MDE estará altamente correlacionado con la pendiente, de manera que son esperables errores más elevados cuanto mayor sea la pendiente. Este punto se puede comprobar en la *Figura 3.2*, correspondiente al MDE de la cuenca de Yesa.

Por este motivo, se ha considerado interesante desarrollar una medida de error relativo, igual al cociente entre el error absoluto y el gradiente en la dirección de máxima pendiente. El error relativo medio, ERM, será pues:

$$ERM = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n \frac{|z_n' - z_n|}{\nabla_x Z} \quad (ec. 3.3)$$

donde $\nabla_x Z$, en m, es el gradiente en la dirección de máxima pendiente. El ERM del MDE de la cuenca de Yesa es de 0.19 m m⁻¹. En la *Figura 3.3* se representa el histograma de frecuencias del error relativo del MDE. Errores relativos superiores a 1 se dan tan sólo en el 0.18% de los casos.

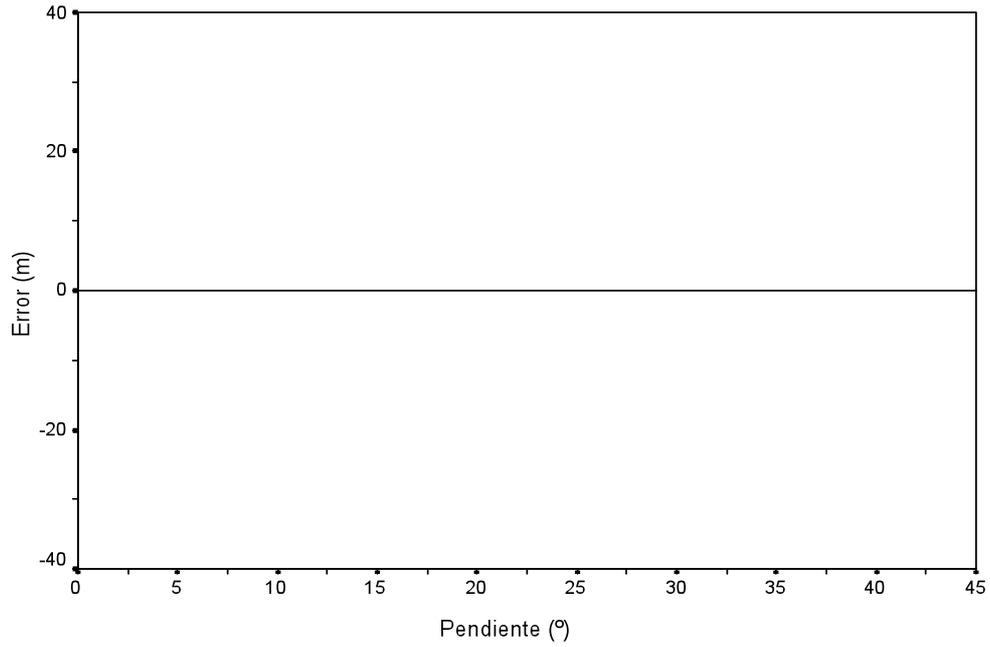


Figura 3.2. Relación entre el error del MDE y la pendiente

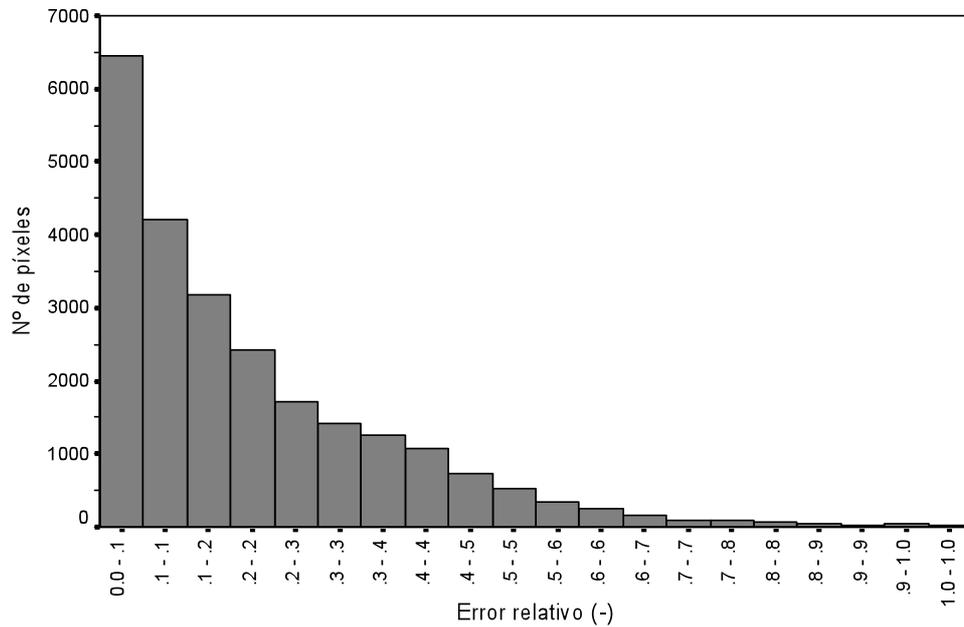


Figura 3.3. Histograma de frecuencias del error relativo del MDE de la cuenca de Yesa

Mapa litológico

El mapa litológico ha intervenido fundamentalmente en la obtención del mapa de estados erosivos a partir de imágenes de satélite, permitiendo distinguir entre litologías duras o resistentes a la erosión y litologías lábiles. Se ha obtenido a partir de la

cartografía geológica del Instituto Geológico y Minero (serie Magna), a escala 1:50000. La leyenda de los mapas fue simplificada y unificada, y los mapas escaneados y georreferenciados.

Imágenes de satélite

Se han utilizado cuatro escenas Landsat, tomadas el 24 de agosto de 1991, 26 de junio de 1993, 13 de abril de 1995 y 15 de octubre de 1999. Las tres primeras corresponden al sensor Thematic Mapper (TM), mientras que la última corresponde al más moderno Enhanced Thematic Mapper (ETM+). La disparidad de fechas y sensores no se ha considerado un aspecto determinante, pues no se han constatado grandes cambios de usos/cubierta del suelo entre 1991 y 1999. De forma análoga, se ha asumido que las áreas fuente de sedimentos no han variado sustancialmente entre las dos fechas. En cambio, se ha considerado de gran interés el hecho de poder contar con imágenes correspondientes a diferentes momentos del periodo vegetativo (comienzo y final de la primavera, pleno verano y comienzo del otoño), lo que maximiza el poder discriminante de las diferentes cubiertas. En conjunto, se ha valorado que la fuente de error debida al empleo de imágenes de años diferentes es mínima comparada con el beneficio de emplear una serie de imágenes a lo largo del año vegetal.

Las imágenes cubren áreas ligeramente distintas. Si bien entre todas ellas cubren completamente el área de estudio, ninguna de ellas lo hace de manera individual. La *Figura 3.4* muestra el área de estudio con la parte cubierta por cada una de las imágenes.

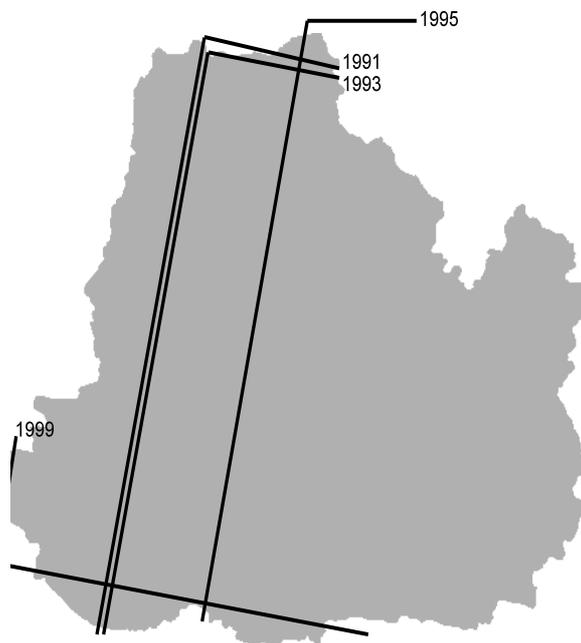


Figura 3.4. Cobertura espacial de las diferentes imágenes utilizadas (límite occidental).

Debido a la disparidad de las áreas cubiertas por las diferentes imágenes, se decidió operar con las imágenes de 1991, 1993 y 1999 de manera conjunta, rechazándose la imagen de 1995 al presentar una gran fracción del territorio cubierto por la nieve.

Al utilizarse un sistema de clasificación multitemporal, se han perdido las partes que no quedaban cubiertas por las tres imágenes, lo que ha excluido aproximadamente a la mitad occidental del valle de Roncal. Hubiera sido posible cubrir la totalidad de la cuenca de Yesa utilizando un sistema de clasificación basado en una sola imagen, pero para los objetivos de este trabajo se ha considerado más interesante explorar las posibilidades de la clasificación multitemporal.

3.2. Preproceso de las imágenes: rectificación geométrica

Las imágenes captadas por los satélites de observación de la Tierra sufren una serie de deformaciones debidas a la geometría de la toma y a la irregularidad de la superficie terrestre, de manera que no pueden realizarse mediciones espaciales de distancia, superficie o dirección en ellas ni superponerse directamente sobre otros mapas. La rectificación geométrica es el proceso de conversión de las imágenes brutas originales en imágenes geocodificadas, en las que los píxeles de la imagen se corresponden con coordenadas reales de un sistema de proyección estándar.

Los modelos polinomiales se basan en la utilización de polinomios de 1^{er} o 2^o grado para transformar las coordenadas de imagen originales (con origen en la esquina superior o inferior izquierda de la imagen) en coordenadas reales. Las ecuaciones de corrección se ajustan por mínimos cuadrados a partir de una serie de puntos de control (PC), claramente identificados en la imagen de satélite y de los que se conocen las coordenadas reales.

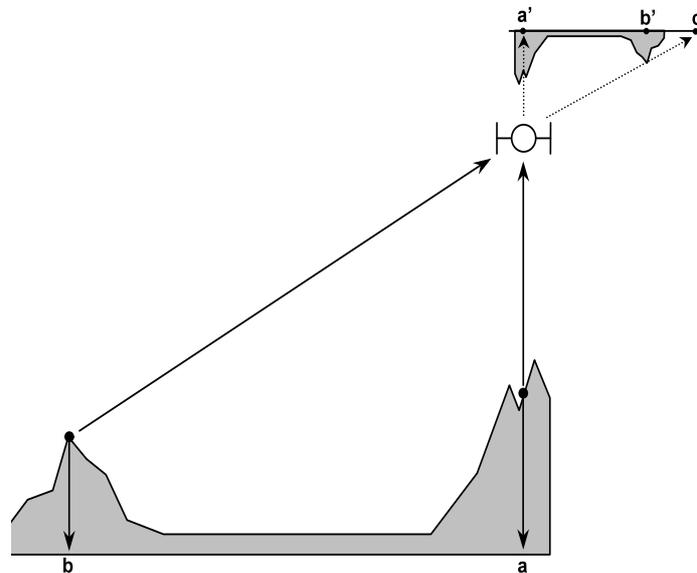


Figura 3.5. Distorsión de la imagen debida al relieve: la posición aparente de un punto de la superficie en el plano de la imagen se ve condicionada por la distancia entre este y el satélite.

El modelo polinomial suele ser suficientemente preciso, sobre todo en zonas llanas o de escaso relieve. En áreas de relieve accidentado, sin embargo, la distorsión producida por el relieve se vuelve importante. En la *Figura 3.5* se ilustra este efecto. En la vertical del sensor no existe ninguna distorsión por la elevación, de modo que el punto de nadir, *a*, se proyecta en la imagen en su ubicación correcta (*a'*). En cambio

lejos del nadir, hacia los extremos de la imagen, el relieve cobra una gran importancia. El punto b , por ejemplo, se proyecta en la imagen en un lugar (c') muy desplazado de la posición correcta (b'). Palà y Pons (1995) estiman que en los extremos de una imagen Landsat (40 km de alejamiento con respecto del nadir) una diferencia de altitud de 1000 m provoca un desplazamiento aparente de 15 m (0.5 píxeles). En el área de estudio se pueden encontrar diferencias de altitud de hasta 2500 m, de manera que el error derivado del relieve puede ser importante si no se tiene en cuenta.

Por dicho motivo, se ha utilizado el módulo de corrección geométrica del programa *Miramón*, que utiliza el algoritmo propuesto por Palà y Pons (1995). Se rectificó en primer lugar la imagen de 1999, utilizando como referencia la cartografía digital a escala 1:50 000 del Ejército incluyendo topografía, hidrografía y planimetría (carreteras). Una vez corregida la imagen de 1999 las demás se rectificaron a la misma, para asegurar el registro entre las imágenes. En la *Tabla 3.1* se detalla el grado de ajuste obtenido para cada imagen, que en todos los casos es inferior al tamaño del píxel (30 m). El parámetro de error utilizado en la *Tabla 3.1* es el error cuadrático medio (ECM). El ECM de un punto de control equivale a la distancia euclidiana entre la localización observada y la predicha por el modelo de corrección, de acuerdo con la fórmula:

$$ECM = \sqrt{(x' - x)^2 + (y' - y)^2} \quad (ec. 3.1)$$

donde (x, y) son las coordenadas reales del punto, y (x', y') son las coordenadas estimadas por el modelo de corrección. Para obtener el error cuadrático medio en la x y en la y y el error cuadrático medio total se emplean las siguientes expresiones:

$$ECM_x = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x'_i - x_i)^2}$$

$$ECM_y = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y'_i - y_i)^2} \quad (ec. 3.2)$$

$$ECM_{tot} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x'_i - x_i)^2 + (y'_i - y_i)^2}$$

Imagen	1991	1993	1995	1999
Nº puntos	64	112	63	93
ECM _x	13.14	12.69	13.41	14.13
ECM _y	10.92	13.2	11.43	12.36
ECM _{tot}	17.078	18.332	17.602	18.747

Tabla 3.1. Número de puntos de control utilizados y error cuadrático medio obtenido en la rectificación geométrica de las imágenes (m).

El resultado del proceso de rectificación geométrica es la conversión de las imágenes originales en ficheros orto-rectificados, proyectados en el plano según los parámetros de proyección indicados.

3.3. Preproceso de las imágenes: corrección radiométrica

Existen numerosos efectos perturbadores en la percepción remota. La imagen ideal para la interpretación sería aquella tomada perpendicularmente sobre una superficie horizontal iluminada por luz difusa y uniforme, en ausencia de cualquier tipo de influencia atmosférica. Frente a esta situación ideal, la superficie de la Tierra no es plana, es iluminada por una mezcla variable de luz directa y luz difusa, y tiene una atmósfera que altera la transmisión de la radiación incidente y reflejada. La misión de la corrección radiométrica es transformar la imagen original, en lo posible, en esa imagen ideal para su posterior interpretación.

El flujo electromagnético que incide en una determinada superficie se descompone en los siguientes elementos: reflexión, transmisión y absorción, dando lugar a la relación:

$$1 = \rho + \alpha + \tau \quad (\text{ec. 3.3})$$

Los coeficientes de reflectividad (ρ), transmisividad (τ) y absorptividad (α) son adimensionales, representando el cociente entre el flujo radiante incidente y el flujo reflejado, transmitido y absorbido, respectivamente.

De estas tres componentes, la energía percibida por el sensor se corresponde con la parte reflejada. Las aplicaciones de la teledetección en longitudes de onda reflectivas (espectro óptico) se basan en el presupuesto de que las diferencias físicas y químicas de las distintas superficies proporcionan respuestas reflectivas diferenciadas. Es precisamente esta respuesta diferenciada la que permite distinguir entre distintas cubiertas o derivar cartografías de distintos parámetros físicos como la humedad o la temperatura.

A partir de la información registrada por el sensor se pueden obtener valores de reflectividad mediante la siguiente expresión:

$$\rho = E_{\lambda} / L_{\lambda} \quad (\text{ec. 3.4})$$

donde E_{λ} ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) es la irradiancia espectral, o el total de energía radiada sobre la cubierta, y L_{λ} ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) es la radiancia espectral, o energía radiada por la cubierta en la dirección del sensor por unidad de área y por ángulo sólido. El término ‘espectral’ indica que los valores de E y L dependen de la longitud de onda, o lo que es lo mismo que la respuesta reflectiva de cada superficie es diferente en cada banda de la imagen. De la expresión 3.4 conocemos L_{λ} , pues es precisamente la variable que registra el sensor, y E_{λ} debe ser estimado.

Sin embargo, tanto el flujo radiativo incidente como el reflejado sufren el efecto atmosférico, que actúa tanto modulando o filtrando los flujos (efecto multiplicativo) como difundiendo parte de la energía hacia la superficie y hacia el sensor (efecto aditivo). Varios autores han insistido sobre la importancia del efecto atmosférico en la reflectividad aparente de las cubiertas obtenidas a partir de teledetección (Kowalik *et al.*, 1983; Xing-Fa y Guyot, 1993), y en los problemas que supone para los procedimientos de clasificación (Kaufman y Fraser, 1984; Kaufman, 1985).

La *Figura 3.6* resume los principales procesos que intervienen. Así, la irradiancia total, $E_{\lambda, \text{tot}}$, recibida por la superficie es la suma de varios elementos: la irradiancia directa, $E_{\lambda, \text{dir}}$, que proviene del Sol; la irradiancia difusa, $E_{\lambda, \text{dif}}$, que se debe a la difusión atmosférica del flujo solar en todas las direcciones; y la irradiancia múltiple, $E_{\lambda, \text{mul}}$, que se debe a la múltiple interacción entre la superficie y la atmósfera. Todos estos flujos se

ven a su vez modulados por el efecto de la atmósfera, lo que da lugar a la siguiente expresión:

$$E_{\lambda \text{ tot}} = (E_{\lambda \text{ dir}} + E_{\lambda \text{ dif}} + E_{\lambda \text{ mul}}) T_{\downarrow \lambda} \quad (\text{ec. 3.5})$$

siendo $T_{\downarrow \lambda}$ la transmisividad óptica atmosférica en el sentido descendente, o fracción del flujo incidente que la atmósfera deja atravesar (adimensional). $E_{\lambda \text{ mul}}$ suele obviarse por su escasa importancia en el valor total y la dificultad de su estimación.

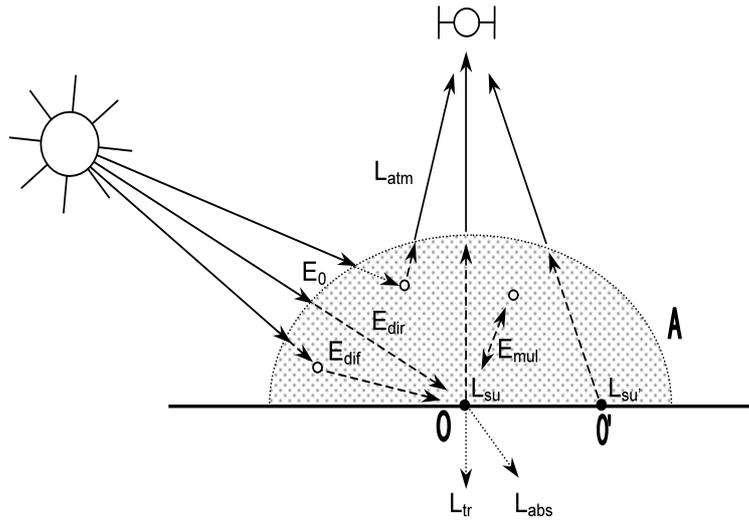


Figura 3.6. Efectos atmosféricos en la percepción remota. A: atmósfera; O: objetivo; O': objetivo adyacente; E_0 : irradiancia solar exoatmosférica; E_{dir} : irradiancia directa o solar; E_{dif} : irradiancia difusa o atmosférica; E_{mul} : irradiancia múltiple; L_{abs} : radiancia absorbida; L_{tr} : radiancia transmitida; L_{su} : radiancia reflejada por la superficie objetivo; $L_{su'}$: radiancia reflejada por la superficie adyacente; L_{atm} : radiancia atmosférica.

La radiancia percibida por el satélite no es tampoco igual a la reflejada por la superficie, $L_{\lambda \text{ su}}$, pues se ve también afectada por la perturbación atmosférica:

$$L_{\lambda \text{ o}} = (L_{\lambda \text{ su}} + L_{\lambda \text{ su'}}) T_{\uparrow \lambda} + L_{\lambda \text{ atm}} \quad (\text{ec. 3.6})$$

donde $T_{\uparrow \lambda}$ es la transmisividad óptica atmosférica en el sentido ascendente, o fracción del flujo reflejado que la atmósfera deja atravesar (adimensional), y $L_{\lambda \text{ atm}}$ es la radiancia atmosférica, debida a la difusión del flujo solar por la atmósfera en la dirección del sensor.

La variación de la geometría de iluminación afecta también de manera importante a la reflectividad aparente (la percibida por el sensor), por lo que debe también ser tomada en cuenta (Holben *et al.*, 1980; Leprieur *et al.*, 1988). En la *Figura 3.7* se definen los ángulos que determinan la geometría de la iluminación (orientación y pendiente de la superficie objetivo y posición aparente del Sol).

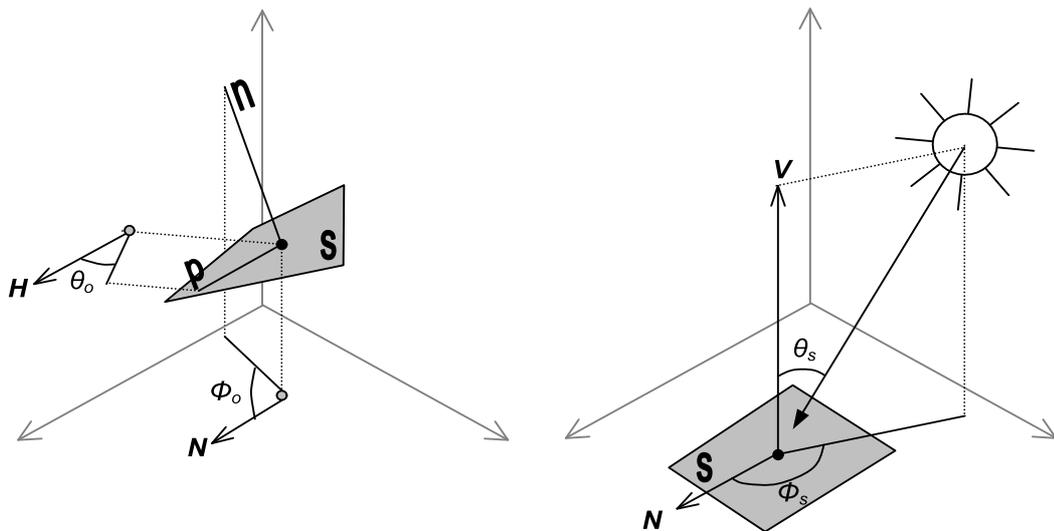


Figura 3.7. Geometría de la iluminación. *S*: superficie; *H*: horizontal; *N*: norte geográfico; *V*: vertical; *n*: vector normal a la superficie; *p*: línea de máxima pendiente; θ_o : ángulo cenital de la superficie objetivo (pendiente); Φ_o : ángulo azimutal de la superficie objetivo (orientación); θ_s : ángulo cenital solar; Φ_s : ángulo azimutal solar.

La relación entre la topografía local y la posición del Sol da lugar a importantes diferencias de iluminación. El ángulo de incidencia ι , definido entre el flujo incidente y la normal a la superficie *N*, determina la cantidad de energía que llega a la superficie, como puede verse en la Figura 3.8 comparando los segmentos *a* y *a'*. Se puede obtener a partir de los otros ángulos conocidos:

$$\cos \iota = \cos \theta_s \cdot \cos \theta_o + \text{sen} \theta_s \cdot \text{sen} \theta_o \cdot \cos(\phi_s - \phi_o) \quad (\text{ec. 3.7})$$

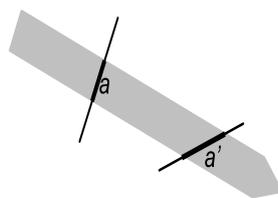


Figura 3.8. Reparto de la energía radiante en una superficie perpendicular al flujo (*a*) e inclinada a 35° (*a'*).

La topografía no sólo influye en el flujo radiante incidente, sino también en el flujo reflejado. Ello se debe a que las distintas cubiertas no reflejan por igual en todas las direcciones (lo que se conoce como reflexión lambertiana), sino que priorizan unas direcciones sobre otras. La Figura 3.9 muestra los dos tipos de comportamiento: la reflexión isotrópica o lambertiana (en todas las direcciones) y la reflexión anisotrópica, mucho más próxima a la realidad.

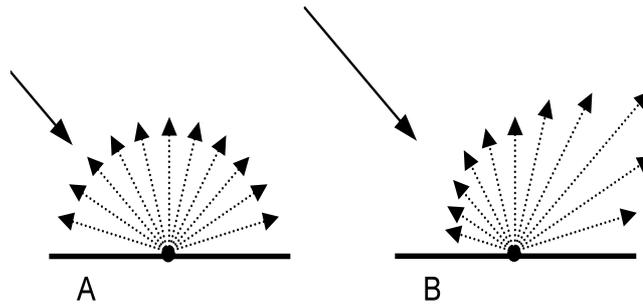


Figura 3.10. Reflexión isotrópica o lambertiana (A) y anisotrópica o no lambertiana (B). Línea continua: flujo incidente; línea discontinua: flujo reflejado.

En el caso de un reflector isotrópico, la posición del observador resulta irrelevante, pues cualquiera que sea ésta recibirá la misma cantidad de energía. Sin embargo, para un reflector anisotrópico la posición del observador sí influye en la cantidad de energía percibida. Debido al comportamiento anisotrópico de la mayoría de las cubiertas terrestres, es necesario tener en cuenta también la geometría de la observación. En la Figura 3.10 se muestran los ángulos que la definen.

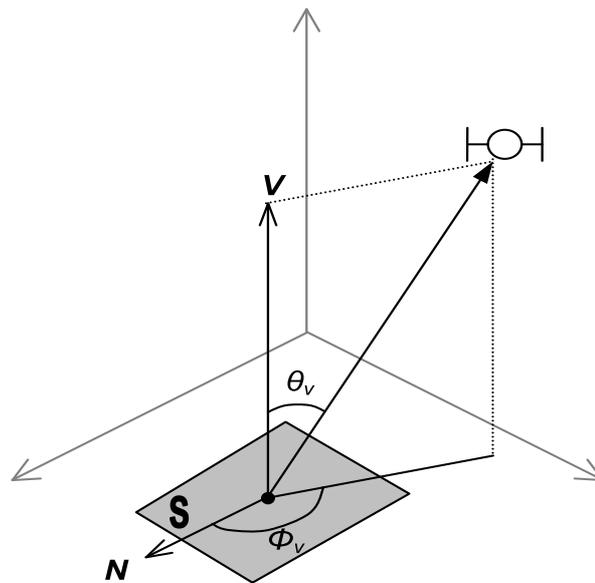


Figura 3.10. Geometría de la observación. S: superficie objetivo; V: vertical; N: norte geográfico; θ_v : ángulo cenital de observación; Φ_v : ángulo azimutal de observación.

La corrección radiométrica de la imagen permite convertir los niveles digitales (ND) originales a valores de reflectividad real, eliminando las perturbaciones introducidas por la atmósfera y la topografía. Trabajar con valores de reflectividad real permite comparar la información de las distintas bandas de la imagen, así como comparar la respuesta de las cubiertas con la de otras imágenes, otros sensores o incluso con medidas de campo o bibliotecas espectrales.

El procedimiento de corrección que se adoptó para este trabajo sigue en grandes líneas la propuesta de Gilabert *et al.* (1994) y el modelo radiativo simplificado de Bird (1984) y Bird y Riordan (1984). El algoritmo tiene en cuenta los efectos atmosféricos sobre los flujos incidente (irradiancia directa y difusa) y reflejado, así como el efecto de la topografía utilizando el modelo de reflexión anisotrópica de Minnaert. Los parámetros necesarios para calcular la radiancia y la transmisividad atmosférica se derivan en lo posible de la propia imagen, o de información de fácil obtención. Para estimar los parámetros de los aerosoles, que ofrecen mayor dificultad, se empleó una variante del método del píxel oscuro.

Estimación de la radiancia superficial, $L_{\lambda, su}$

La radiancia superficial constituye el denominador de la formulación de la reflectividad (ecuación 3.4). A partir de la ecuación 3.6 se puede obtener la radiancia superficial mediante:

$$L_{\lambda, su} = (L_{\lambda, 0} - L_{\lambda, atm}) T \uparrow_{\lambda} \quad (ec. 3.8)$$

El efecto atmosférico puede descomponerse en procesos singulares como son la difusión molecular, la absorción del ozono, la absorción por los aerosoles y la dispersión por los aerosoles. A efectos prácticos la radiancia atmosférica puede descomponerse en radiancia de la atmósfera molecular, $L_{\lambda, atm, m}$, debida a la dispersión molecular o de Rayleigh, y radiancia atmosférica debida a los aerosoles, $L_{\lambda, atm, a}$, debida a la dispersión de Mie:

$$L_{\lambda, atm} = L_{\lambda, atm, m} + L_{\lambda, atm, a} \quad (ec. 3.9)$$

La transmisividad atmosférica para el flujo ascendente, $T \uparrow_{\lambda}$, es igual a:

$$T \uparrow_{\lambda} = \exp(-\tau_{oz} - \tau_m - \tau_a) \quad (ec. 3.10)$$

siendo τ_{oz} , τ_m y τ_a la densidad óptica atmosférica del ozono, molecular y de los aerosoles, respectivamente.

La radiancia de la atmósfera molecular se ha estimado mediante la formulación de Saunders (1990) y la función de fase de la dispersión de Rayleigh (Schanda, 1986). La radiancia debida a los aerosoles resulta más difícil de determinar sin información externa específica, por lo que se ha adoptado una variante del método del píxel oscuro (Iqbal, 1983). La densidad óptica del ozono se estimó según Leckner (1978), a partir de información sobre la concentración de ozono en el momento de toma de las imágenes registrada por el satélite TOMS, disponibles en línea. La densidad óptica molecular (Zibordi & Maracci, 1988) depende básicamente de la elevación, resultando un efecto relevante sobre todo en zonas con mucho relieve. La densidad óptica de los aerosoles se ha estimado mediante el método de Gilabert *et al.* (1994). En el apéndice se ofrecen las ecuaciones que se han utilizado.

Estimación de la irradiancia superficial, E_{λ}

La irradiancia recibida por la superficie, $E_{\lambda, tot}$, es la suma de la irradiancia directa o solar y la irradiancia difusa debida a la atmósfera molecular y a los aerosoles:

$$E_{\lambda \text{ tot}} = E_{\lambda \text{ dir}} + E_{\lambda \text{ dif m}} + E_{\lambda \text{ dif a}} \quad (\text{ec. 3.11})$$

La irradiancia directa correspondiente a una superficie normal al vector solar se puede estimar conociendo la irradiancia solar exoatmosférica (constante) y el día de la toma, además de los valores de transmisividad óptica atmosférica obtenidos con anterioridad. Para la estimación de la irradiancia difusa horizontal se ha utilizado el modelo de Iqbal (1983), con las modificaciones de Justus y Paris (1985).

Los valores de irradiancia obtenidos mediante la metodología descrita son valores teóricos correspondientes a una superficie normal al flujo solar. Para obtener valores reales es preciso tener en cuenta el efecto de la topografía. El método de corrección topográfico utilizado con más frecuencia es el isotrópico o lambertiano, lo cual resulta una simplificación excesiva de la realidad puesto que la gran mayoría de las cubiertas muestran una reflexión no isotrópica. La aplicación del modelo lambertiano presenta grandes problemas en zonas de relieve accidentado, debido a la existencia de sobre-corrección en las direcciones alejadas de la especular. Pons y Solé-Sugrañes (1994) indicaron que el modelo lambertiano resulta inútil para ángulos de iluminación superiores a 70°, aconsejando enmascarar todos los píxeles por encima de este umbral. Smith et al. (1980) estudiaron específicamente la validez del supuesto lambertiano, indicando límites mucho más restrictivos: los resultados son óptimos sólo para ángulos de iluminación menores de 45° y pendientes inferiores a 25°. El problema se agudiza, por tanto, en las zonas de montaña y en las épocas del año en que el Sol se encuentra bajo, como el otoño o el invierno. En dicha situación es habitual que se pierda una parte importante de la imagen debido a la mencionada sobre-corrección.

Por dicho motivo se ha adoptado un modelo bidireccional, aplicando la conocida corrección de Minnaert (1961):

$$E_{\lambda \text{ dir}} = E'_{\lambda \text{ dir}} \cdot \cos^{k_{\lambda}} \iota \cdot \cos^{k_{\lambda}} \varepsilon \cdot \cos^{-1} \varepsilon \quad (\text{ec. 3.12})$$

donde $E'_{\lambda \text{ dir}}$ es la irradiancia teórica para una superficie normal al flujo solar y $E_{\lambda \text{ dir}}$ es la irradiancia real. El exponente k modifica el carácter más o menos isotrópico de la superficie, y debe ser estimado empíricamente. En el apéndice se dan más detalles sobre la estimación de este parámetro.

Para la corrección topográfica de la irradiancia difusa molecular horizontal se ha utilizado la ecuación de Kondratyev (1977).

Implementación y resultados de la corrección radiométrica

Las entradas al modelo de corrección incluyen las imágenes originales, el modelo digital de elevaciones, y los modelos de iluminación y excitancia, obtenidos a partir del primero. Otros parámetros son constantes para toda el área de estudio, como el factor de presión atmosférica, el coseno del ángulo de incidencia, la irradiancia solar exoatmosférica o los distintos valores de densidad óptica atmosférica. Estos últimos, así como los valores de la constante de reflexión k , se han calculado a partir de una muestra de aproximadamente el 10% de los píxeles de cada imagen. La *Tabla 3.2* muestra los valores de transmisividad obtenidos para las cuatro imágenes. A efectos de comparación se incluyen también los valores promedio sugeridos por Pons y Solé-Sugrañes (1994), que como se puede apreciar son inferiores a los obtenidos para las imágenes utilizadas.

La *Tabla 3.3* muestra los coeficientes de reflexión k calculados para cada una de las

imágenes. Los valores obtenidos exhiben un comportamiento acorde con lo esperado, con valores crecientes hacia las longitudes de onda más largas, de manera que la reflexión se convierte casi en lambertiana para las bandas 5 y 7. Las diferencias entre unas imágenes y otras se deben a los distintos ángulos de iluminación.

Banda	abr-95				jun-93			
	T_{oz}	T_m	T_a	T'_{\uparrow}	T_{oz}	T_m	T_a	T'_{\uparrow}
1	0.99	0.85	0.92	0.77	0.99	0.85	0.98	0.72
2	0.95	0.91	0.93	0.81	0.97	0.91	0.92	0.82
3	0.97	0.95	0.94	0.87	0.98	0.95	0.93	0.87
4	1	0.98	0.96	0.94	1	0.98	0.93	0.91
5	1	1	0.98	0.98	1	1	0.93	0.93
7	1	1	0.98	0.98	1	1	0.93	0.93

Banda	ago-91				oct-99				
	T_{oz}	T_m	T_a	T'_{\uparrow}	T_{oz}	T_m	T_a	T'_{\uparrow}	T'_{\uparrow}
1	0.99	0.85	0.92	0.78	0.99	0.85	0.94	0.79	0.61
2	0.96	0.91	0.93	0.82	0.96	0.91	0.94	0.83	0.74
3	0.98	0.96	0.94	0.88	0.98	0.95	0.95	0.88	0.78
4	1	0.98	0.95	0.94	1	0.98	0.96	0.94	0.82
5	1	0.99	0.96	0.98	1	1	0.97	0.97	0.88
7	1	1	0.98	0.98	1	1	0.98	0.98	0.93

Tabla 3.2. Valores de transmisividad óptica atmosférica de las cuatro imágenes. T_{oz} : transmisividad óptica del ozono; T_m : transmisividad óptica de la atmósfera molecular, excluida la variación por la altitud; T_a : transmisividad óptica de los aerosoles; T'_{\uparrow} : transmisividad óptica atmosférica total; T'_{\uparrow} : transmisividad óptica atmosférica total, valores promedio (Pons y Solé-Sugrañes, 1994).

Banda	abr-95	jun-93	ago-91	oct-99
1	0.315	0.555	0.539	0.169
2	0.536	0.656	0.655	0.306
3	0.694	0.778	0.761	0.425
4	0.634	0.499	0.511	0.519
5	0.994	0.792	0.861	0.738
7	1	1	1	0.828

Tabla 3.3. Valores del exponente de reflexión k obtenidos para cada una de las imágenes.

Finalmente, se depuraron las imágenes enmascarando las áreas en sombra (autoocultación y sombras proyectadas por el relieve circundante) para que no fueran tenidas en cuenta en el proceso de clasificación.

El análisis visual de las imágenes antes y después de la corrección permite comprobar la importancia del procedimiento de corrección. Las figuras 3.11 y 3.12 muestran un mismo fragmento de la imagen de agosto de 1991, antes y después del procedimiento de corrección. Mientras en la primera imagen se aprecia claramente el efecto de relieve debido a las diferencias de iluminación, en la segunda éstas han sido eliminadas. Las variaciones de tono y color en la imagen corregida se deben, exclusivamente, a las diferentes coberturas existentes. Aún se pueden distinguir bastante claramente las solanas de las umbrías, pero esto es debido a diferencias en la vegetación y no a la diferente exposición a los rayos solares.

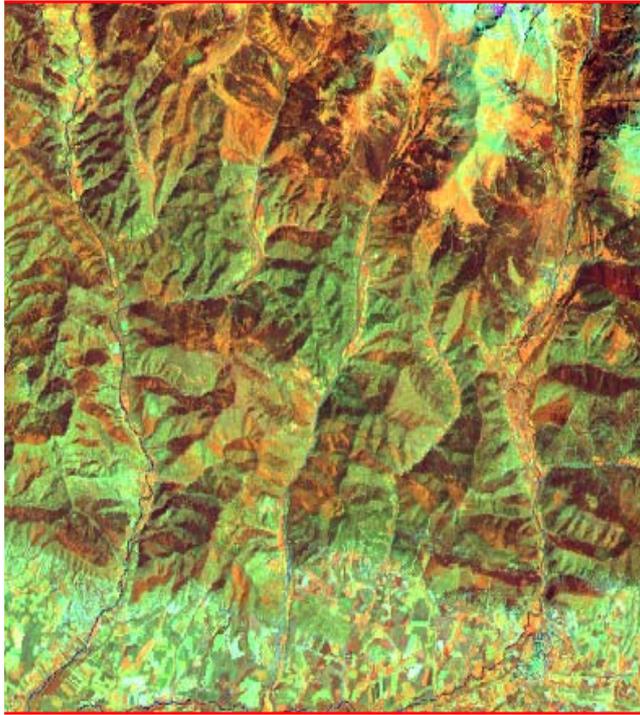


Figura 3.11. Fragmento de la imagen de agosto de 1991, antes de la corrección radiométrica. De izquierda a derecha se aprecian los valles de Hecho, Aísa, Borau y Aragón, con la Canal de Berdún en la parte inferior.

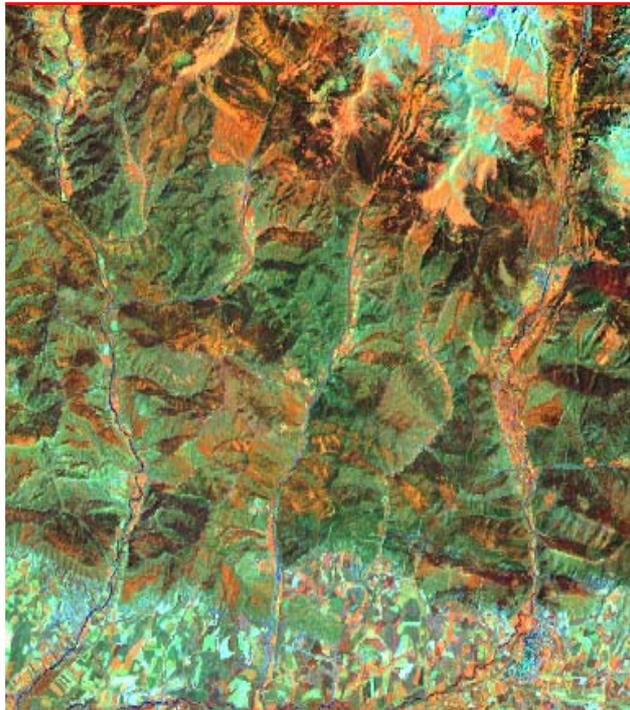


Figura 3.12. Fragmento de la imagen de agosto de 1991 (ver Figura 3.9), tras corrección radiométrica según el modelo anisotrópico.

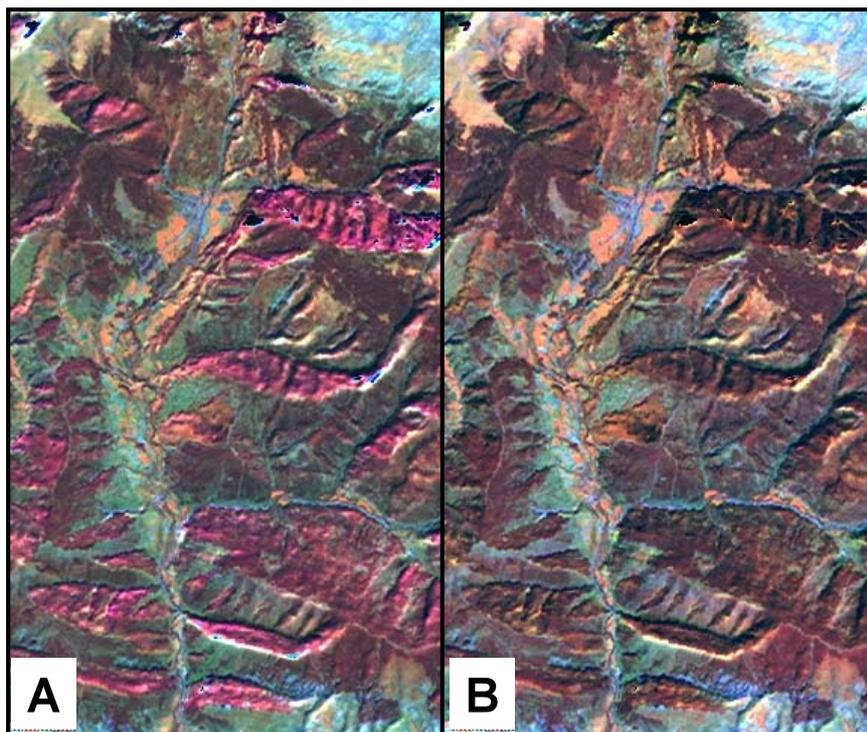


Figura 3.13. Comparación entre la corrección lambertiana (A) y no lambertiana (B) para la imagen de octubre de 1999.

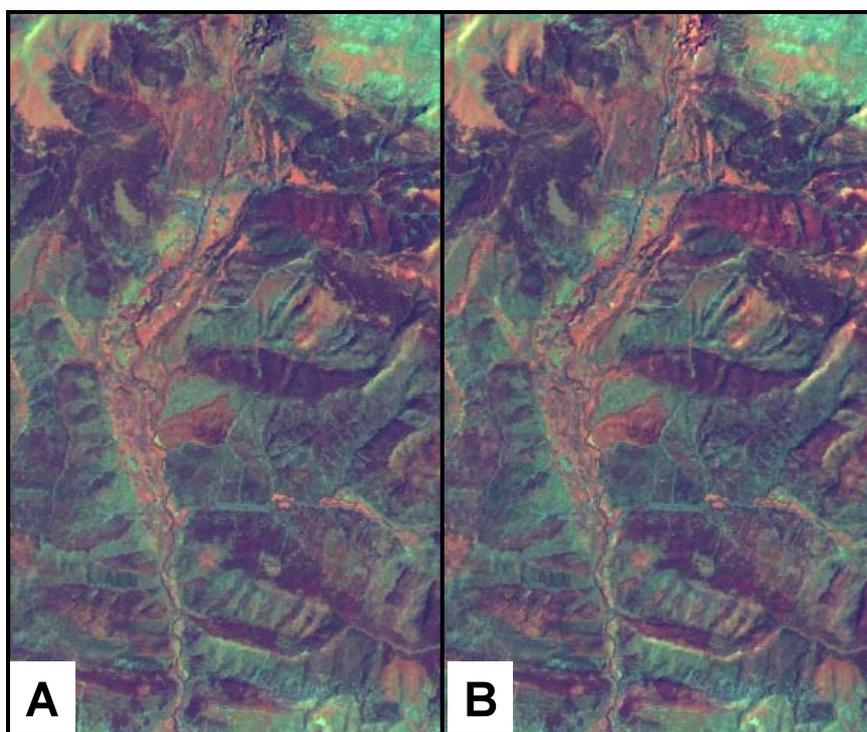


Figura 3.14. Comparación entre la corrección lambertiana (A) y no lambertiana (B) para la imagen de agosto de 1991.

Las figuras 3.13 y 3.14 permiten comparar la corrección lambertiana y la no lambertiana o anisotrópica, para una misma porción de la zona de estudio. La corrección lambertiana puede producir una gran cantidad de errores en áreas de montaña, sobre todo con un ángulo bajo de incidencia solar. Este efecto es evidente sobre todo en la imagen de otoño, en la que el uso de la corrección anisotrópica proporciona unos resultados visiblemente mejores (Figura 3.13). Las áreas de sobrecorrección aparecen en la imagen como zonas de brillo mayor de lo normal, llegando incluso a la saturación (color blanco), que dan una falsa apariencia de relieve. Aparecen en las laderas norte de los relieves más destacados y alrededor de las áreas en sombra (manchas de color negro). Sin embargo, las diferencias no son tan notables en la imagen de agosto, con el Sol situado mucho más cerca del cenit (Figura 3.14).

La Figura 3.15 proporciona nuevos elementos de comparación entre ambos procedimientos de corrección. En ella se muestra la relación lineal existente entre los términos x e y de la ecuación de corrección anisotrópica (ecuación 3.12). La pendiente de la recta ajustada a los puntos (línea continua) equivale al valor del exponente k_x , y la línea horizontal de trazos representa el modelo lambertiano ($k_x=1$). Como se puede ver, el modelo lambertiano sólo resulta adecuado para los valores elevados de $x = \log(\cos \iota \cdot \cos \varepsilon)$, correspondientes a píxeles de baja pendiente y/o bien iluminados. A pesar de que el valor de k_x es característico de cada cubierta, lo que dificulta la obtención de un solo valor de k_x en el caso de imágenes compuestas por muchas cubiertas diferentes, los resultados obtenidos demuestran que es preferible asumir un valor de k_x promedio para toda la imagen, resultando en una corrección topográfica más adecuada que utilizando el modelo isotrópico únicamente.

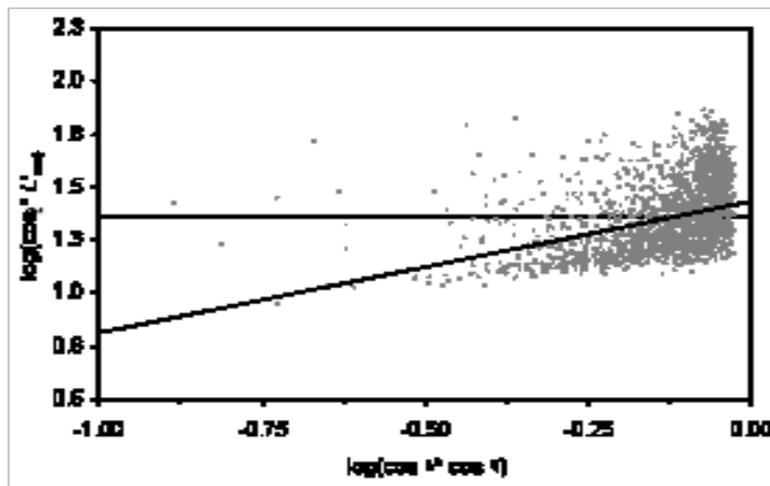


Figura 3.15. Obtención del exponente de reflexión para el modelo de corrección no lambertiano: relación entre $\log(\cos \iota \cdot \cos \varepsilon)$ y $\log(L'_{sue} \cdot \cos \varepsilon)$. La pendiente de la línea continua, ajustada por mínimos cuadrados, equivale al exponente de reflexión k_x ; la línea de trazos representa el modelo lambertiano. La figura se ha confeccionado a partir de una muestra aleatoria de píxeles de la banda 2 de la imagen de agosto.

3.4. Preproceso de las imágenes: compresión de la información mediante análisis factorial

Cuando se analiza estadísticamente una muestra o una población a partir de un alto número de variables surgen problemas de interpretación debido a la propia

dimensión del análisis. La situación se agrava frecuentemente por la existencia de correlación entre las variables (colinealidad), que dificulta la estimación de los parámetros y la discriminación de las categorías (Hair et al., 1999). La existencia de elevadas correlaciones entre las bandas indica un alto índice de redundancia, pues una parte importante de la varianza de cada banda es compartida con otras. La existencia de colinealidad es un grave problema que afecta al rendimiento de los procedimientos estadísticos.

La colinealidad afecta de manera especial a las clasificaciones espectrales multitemporales, dado que la correlación no sólo afecta a las bandas de una misma imagen, sino también a las mismas bandas entre imágenes consecutivas. En la *Tabla 3.4* se muestra la matriz de correlaciones entre las bandas de las tres imágenes analizadas. Todas las correlaciones son significativas a un nivel $\alpha = 0.01$, y destacan los valores especialmente elevados que se dan entre las bandas del visible (B1, B2 y B3) de una misma imagen. Es interesante observar que las máximas correlaciones se dan entre bandas de la misma imagen y no entre las mismas bandas en distintas imágenes. Este hecho demuestra que la utilización de secuencias de imágenes añade nueva información al proceso de clasificación, y no sólo información redundante como se podría objetar.

	JUN_1	JUN_2	JUN_3	JUN_4	JUN_5	JUN_7	AGO_1	AGO_2	AGO_3	AGO_4	AGO_5	AGO_7	OCT_1	OCT_2	OCT_3	OCT_4	OCT_5	
JUN_2		0.967																
JUN_3		0.943	0.977															
JUN_4		0.085	0.169	0.067														
JUN_5		0.72	0.784	0.769	0.418													
JUN_7		0.817	0.854	0.865	0.133	0.916												
AGO_1		0.779	0.796	0.809	0.1	0.729	0.765											
AGO_2		0.741	0.789	0.807	0.167	0.755	0.766	0.966										
AGO_3		0.691	0.747	0.776	0.136	0.715	0.75	0.923	0.955									
AGO_4		0.154	0.223	0.167	0.736	0.459	0.229	0.288	0.366	0.333								
AGO_5		0.573	0.639	0.633	0.368	0.75	0.671	0.776	0.791	0.81	0.538							
AGO_7		0.681	0.731	0.74	0.204	0.756	0.762	0.847	0.849	0.869	0.367	0.953						
OCT_1		0.598	0.59	0.579	0.07	0.533	0.575	0.705	0.65	0.629	0.224	0.602	0.645					
OCT_2		0.589	0.609	0.599	0.182	0.601	0.606	0.708	0.681	0.668	0.334	0.683	0.7	0.915				
OCT_3		0.593	0.622	0.629	0.162	0.617	0.628	0.714	0.697	0.697	0.327	0.703	0.725	0.873	0.972			
OCT_4		0.055	0.112	0.056	0.576	0.31	0.133	0.165	0.202	0.19	0.617	0.422	0.287	0.335	0.472	0.415		
OCT_5		0.468	0.52	0.498	0.396	0.641	0.547	0.605	0.614	0.614	0.516	0.755	0.7	0.697	0.809	0.813	0.665	
OCT_7		0.594	0.627	0.626	0.223	0.66	0.647	0.71	0.698	0.7	0.373	0.753	0.761	0.788	0.862	0.886	0.458	0.934

Tabla 3.4. Matriz de correlaciones entre bandas (coeficiente de Pearson). Todas las correlaciones son significativas al nivel $\alpha=0.01$.

El *análisis factorial* permite expresar la mayor parte de la información contenida en las variables originales en un número inferior de componentes factoriales o factores. La interpretación de los factores permite describir el conjunto de los datos mediante conceptos más simples que los de las variables originales. El proceso de extracción de los factores minimiza la covarianza entre los mismos, eliminando los problemas derivados de la colinealidad en el proceso de clasificación.

Por estos motivos se ha realizado un análisis de componentes principales sobre las imágenes de junio de 1993, agosto de 1991 y octubre de 1999. Para ello se seleccionó una muestra aleatoria del 10% de los píxeles de la imagen multitemporal. El análisis factorial consta de los siguientes pasos: 1) cálculo de los factores; 2) selección de los factores significativos; 3) interpretación de la solución factorial inicial; 4) rotación de los factores; 5) interpretación de la solución factorial rotada; 6) cálculo de puntuaciones de las variables sobre los factores y obtención de la imagen factorial. Se puede obtener

información detallada sobre los diferentes pasos en cualquier buen manual de estadística multivariante (citar Hair et al.).

Obtención e interpretación de la solución factorial

La siguiente expresión contiene los principales elementos del análisis factorial:

$$E \cdot Cov \cdot E^T = V \quad (ec. 3.13)$$

siendo E la matriz de vectores propios, Cov la matriz de covarianzas de las bandas originales y V la matriz de autovalores. T indica la función de transposición matricial.

La *matriz de autovalores*, de tipo diagonal (todos los elementos no diagonales son cero), muestra la longitud de los nuevos ejes o componentes, o lo que es lo mismo la proporción de la información original que contienen (el valor de 1 corresponde a la varianza media de las bandas originales):

$$\begin{pmatrix} v_1 & 0 & 0 \\ 0 & v_2 & 0 \\ 0 & 0 & v_n \end{pmatrix}$$

Los autovalores v_j , siendo j el orden de la componente, se ordenan de mayor a menor, y a partir de ellos puede calcularse la fracción de la varianza original explicada por cada componente:

$$Var_j = \frac{v_j}{\sum_{j=1}^n v_j} \quad (ec. 3.14)$$

La *Tabla 3.5* muestra los autovalores, la varianza explicada y la varianza acumulada obtenidos en el análisis factorial de las tres imágenes. En el panel de la izquierda se muestran los valores de la solución inicial, y en el panel derecho los valores tras aplicar una rotación Varimax. Se puede comprobar cómo la rotación ha tenido el efecto de distribuir la varianza entre los factores. Se puede apreciar también que los 8 primeros factores de la solución rotada recogen el 96.8% de la varianza original, por lo que la pérdida de información es mínima.

En la *matriz de vectores propios* cada columna representa el vector o la dirección de cada componente, y en cada fila se presentan las proyecciones de cada banda sobre cada componente:

$$\begin{pmatrix} \alpha_{1,1} & \alpha_{1,2} & \alpha_{1,m} \\ \alpha_{2,1} & \alpha_{2,2} & \alpha_{2,m} \\ \alpha_{n,1} & \alpha_{n,2} & \alpha_{n,m} \end{pmatrix}$$

donde $\alpha_{i,j}$ es la saturación de la banda i sobre la componente j . La matriz de vectores propios se puede reescalar teniendo en cuenta la amplitud de las componentes (autovalores), de manera que sus valores expresen la correlación entre las componentes y las bandas originales, facilitando la interpretación de éstos. La expresión de reescalado es la siguiente:

$$r_{i,j} = \frac{\alpha_{i,j} \cdot \sqrt{v_j}}{s_i} \quad (\text{ec. 3.15})$$

siendo $r_{i,j}$ la correlación entre la banda i y la componente j y s_i la desviación típica de la banda i .

Componente	Autovalores iniciales		
	Total	% var.	% acum.
1	11.533	64.074	64.074
2	2.476	13.754	77.828
3	1.42	7.89	85.718
4	0.745	4.136	89.854
5	0.423	2.348	92.202
6	0.329	1.826	94.028
7	0.27	1.498	95.526
8	0.23	1.275	96.802
9	0.219	1.219	98.02
10	0.128	0.712	98.732
11	0.071	0.392	99.124
12	0.044	0.246	99.369
13	0.033	0.183	99.553
14	0.023	0.128	99.68
15	0.02	0.109	99.79
16	0.015	0.084	99.874
17	0.013	0.072	99.946
18	0.01	0.054	100

Componente	Rotación VARIMAX		
	Total	% var.	% acum.
1	4.672	25.957	25.957
3	4.414	24.52	50.477
2	3.647	20.263	70.74
4	2.314	12.854	83.594
5	0.844	4.689	88.283
6	0.749	4.163	92.446
8	0.502	2.791	95.237
7	0.282	1.565	96.802

Tabla 3.5. Matriz de autovalores de la solución factorial inicial.

La interpretación de las saturaciones es complicada, pues depende del tamaño de la muestra y del orden de la componente en cuestión. Para tamaños muestrales muy grandes como el que nos ocupa, valores de 0.3 ya deben considerarse significativos. Sin embargo, la significación crece en las componentes últimas al recibir saturaciones más bajas, por lo que un valor de 0.2 puede llegar a ser significativo. La suma de los cuadrados de las saturaciones de una banda vale siempre 1, por lo que si una variable presenta una saturación elevada sobre una componente obtendrá saturaciones bajas sobre las demás. En una situación ideal, cada variable debe presentar una saturación elevada sólo sobre una componente, pues de lo contrario existirá un cierto grado de redundancia entre componentes.

En la *Tabla 3.6* se presenta la matriz reescalada de saturaciones de la solución factorial final. El significado de cada factor resulta muy evidente, y ha permitido que se pueda asignar a cada factor un nombre descriptivo:

Banda	Componente							
	1	2	3	4	5	6	7	8
JUN_1	0.91	0.243	0.289	0.021	-0.012	0.024	0.032	0.027
JUN_2	0.899	0.296	0.274	0.093	0.012	0.075	0.04	0.053
JUN_3	0.874	0.347	0.266	-0.001	-0.007	0.106	-0.006	0.083
JUN_4	0.074	-0.004	0.035	0.937	0.129	0.065	0.181	-0.03
JUN_5	0.584	0.361	0.267	0.34	0.063	0.561	0.028	0.075
JUN_7	0.693	0.355	0.284	0.047	0.026	0.537	-0.004	0.063
AGO_1	0.541	0.687	0.407	0.048	0.006	0.068	-0.133	-0.032
AGO_2	0.523	0.721	0.348	0.124	0.023	0.093	-0.186	-0.003
AGO_3	0.458	0.766	0.343	0.082	0.022	0.1	-0.125	0.043
AGO_4	0.024	0.252	0.143	0.874	0.134	0.03	-0.216	0.111
AGO_5	0.289	0.715	0.372	0.321	0.121	0.15	0.259	0.185
AGO_7	0.407	0.731	0.38	0.131	0.079	0.164	0.251	0.151
OCT_1	0.306	0.255	0.876	0.018	0.057	0.046	0.001	-0.12
OCT_2	0.294	0.274	0.878	0.119	0.15	0.085	0.004	0.01
OCT_3	0.301	0.305	0.852	0.106	0.082	0.105	0.001	0.108
OCT_4	-0.065	0.056	0.336	0.502	0.788	0.026	0.006	0.062
OCT_5	0.21	0.297	0.651	0.316	0.329	0.124	0.027	0.44
OCT_7	0.318	0.334	0.722	0.149	0.142	0.121	0.008	0.431

Tabla 3.6. Matriz de saturaciones de los factores rotados. Se han señalado las saturaciones más significativas sobre cada factor.

- Factor 1. *Brillo primaveral*. Reciben saturaciones elevadas los valores de reflectividad en el visible (bandas 1, 2 y 3) e infrarrojo medio (bandas 5 y 7) de la imagen de primavera.
- Factor 2. *Brillo estival*. Igual que la componente anterior, pero para la imagen de verano.
- Factor 3. *Brillo otoñal*. Igual que la componente anterior, pero para la imagen de otoño.
- Factor 4. *Verdor primaveral y estival*. En esta componente entran en juego las bandas 4 (infrarrojo próximo) de las imágenes de primavera y verano. Destacan los altos valores alcanzados por estas dos bandas (.937 y .874), que concentran prácticamente toda su varianza en esta componente.
- Factor 5. *Verdor otoñal*. Puntúa únicamente la banda 4 correspondiente a la imagen de otoño, por lo que en este factor destacan especialmente aquellas superficies cubiertas de vegetación que permanece verde en esta época del año.
- Factor 6. *Humedad primaveral*. Esta componente destaca los valores de las bandas 5 y 7 de la imagen de primavera.
- Factor 7. *Humedad estival*. Como la componente anterior, pero referido a la imagen de verano.
- Factor 8. *Humedad otoñal*. Como la componente anterior, pero referido a la imagen de otoño.

En resumidas cuentas, se trata de una solución muy similar a la clásica separación en tres ejes de brillo, verdor y humedad de la transformación *tasseled cap* (Crist y Kauth, 1986), multiplicados por las tres imágenes utilizadas. Lo cual sugiere que en

posteriores usos se puede sustituir todo el proceso de análisis factorial por el resultado de aplicar la transformación tasseled cap sobre cada una de las imágenes por separado.

Cálculo de puntuaciones factoriales y obtención de la imagen factorial

El análisis factorial puede tener un objetivo meramente descriptivo, de conocimiento de las estructuras subyacentes en un conjunto de datos. Cuando el objetivo es, sin embargo, reducir la dimensionalidad del conjunto y sustituir las bandas originales por un número menor de componentes, es preciso calcular las *puntuaciones factoriales*. Se trata de obtener, para cada píxel de la imagen original, el valor correspondiente en cada factor, calculado a partir del valor del píxel en las bandas originales:

$$P_j = \sum_{i=1}^n p_i \cdot \alpha_{i,j} \quad (\text{ec. 3.16})$$

donde P_j es la puntuación factorial de la celda para el factor j , p_i es el valor del píxel en la banda i , y $\alpha_{i,j}$ es el autovalor correspondiente a la banda i y componente j . La *Tabla 3.7* muestra la matriz de transformación para la solución factorial rotada.

Banda	Componente							
	1	2	3	4	5	6	7	8
JUN_1	0.52	-0.239	-0.054	0.037	0.066	-0.517	0.166	0.037
JUN_2	0.475	-0.196	-0.092	0.051	0.076	-0.408	0.164	0.072
JUN_3	0.413	-0.136	-0.119	-0.029	0.093	-0.282	-0.033	0.191
JUN_4	0.082	-0.166	0.059	0.641	-0.37	-0.155	0.653	-0.369
JUN_5	-0.048	-0.11	-0.041	0.062	-0.051	1.064	-0.1	-0.138
JUN_7	0.024	-0.12	-0.058	-0.13	0.103	1.025	-0.195	-0.101
AGO_1	-0.006	0.323	-0.028	-0.04	0.057	-0.159	-0.383	-0.298
AGO_2	-0.027	0.356	-0.092	-0.011	0.065	-0.092	-0.613	-0.184
AGO_3	-0.093	0.434	-0.111	-0.06	0.057	-0.075	-0.409	-0.081
AGO_4	-0.055	0.012	-0.018	0.56	-0.388	-0.138	-0.886	0.267
AGO_5	-0.173	0.429	-0.09	0.032	-0.044	-0.097	0.923	0.06
AGO_7	-0.122	0.425	-0.097	-0.087	0.04	-0.066	0.921	-0.015
OCT_1	-0.088	-0.115	0.516	0.023	-0.169	-0.004	0.155	-0.783
OCT_2	-0.08	-0.13	0.428	0.012	-0.076	0.032	0.064	-0.42
OCT_3	-0.1	-0.132	0.403	0.034	-0.277	0.044	-0.008	-0.047
OCT_4	0.086	0.022	-0.179	-0.185	1.451	-0.024	-0.063	-0.422
OCT_5	-0.012	-0.111	0.045	-0.032	0.109	-0.049	-0.16	0.971
OCT_7	-0.018	-0.148	0.155	-0.018	-0.253	-0.071	-0.198	1.053

Tabla 3.7. Matriz de transformación para el cálculo de puntuaciones factoriales.

El resultado final es una imagen factorial compuesta por ocho bandas factoriales. La imagen factorial contiene una gran parte de la información presente en las 18 bandas originales, con una mínima correlación entre las mismas. En la *Figura 3.16* se muestra una composición RGB a partir de los factores 4, 3 y 2.

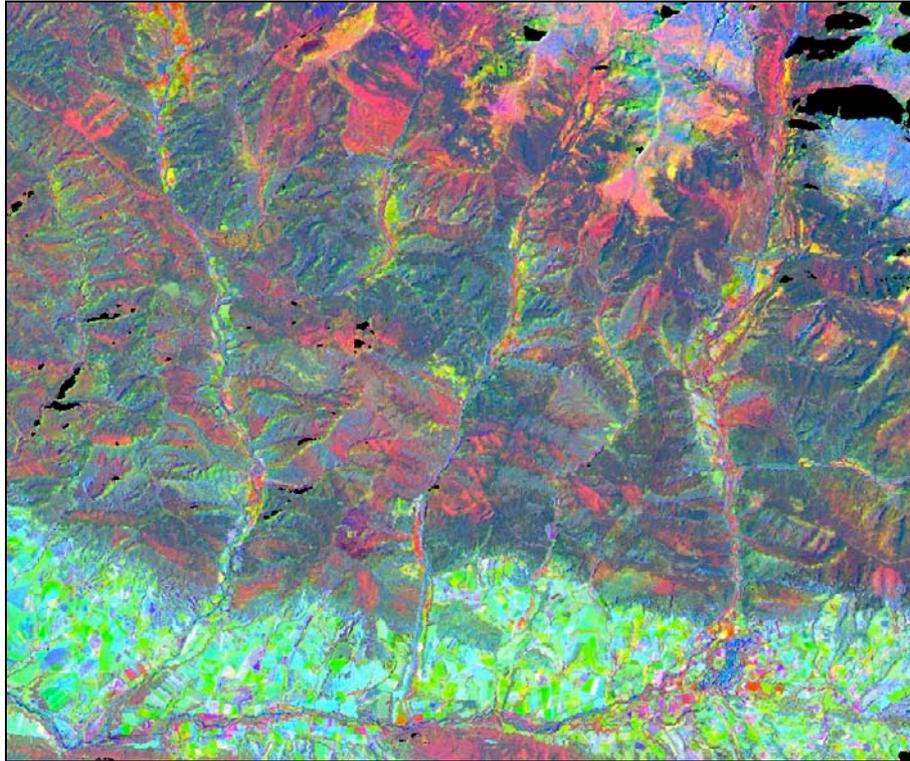


Figura 3.16. Imagen factorial: composición RGB a partir de los factores 4, 3 y 2.

3.5. Clasificación de la imagen y obtención del mapa de estados erosivos

La clasificación multispectral consiste en asignar cada píxel de la imagen de partida, de la que se posee información radiométrica, a una categoría determinada de cobertura o uso del suelo. Este procedimiento puede realizarse a partir del análisis visual y la digitalización sobre papel o en pantalla, o de manera automática mediante un algoritmo de clasificación multivariante. Los procedimientos de clasificación automática suelen dividirse en dos grandes grupos: no supervisados y supervisados. Entre los procedimientos de clasificación que se pueden utilizar se encuentran la regresión logística multinomial, clasificación por máxima verosimilitud o redes neuronales artificiales, por mencionar algunas.

En la *Figura 3.17* se esquematiza el proceso de realización de una clasificación supervisada. A partir de un conocimiento inicial de la realidad (cubiertas presentes en el área de estudio), se establecen *a priori* las *categorías temáticas* que se distinguirán en el análisis posterior. Ésta constituye la fase conceptual del modelo. A continuación, y utilizando la imagen, se seleccionan una serie de muestras, o *áreas de entrenamiento*, para cada categoría. El análisis de las áreas de entrenamiento permite obtener las *signaturas espectrales* o características reflectivas de la categoría. La fase estadística termina con la aplicación de un algoritmo de clasificación sobre la imagen original, obteniéndose finalmente el mapa temático, lo que constituye la fase cartográfica del modelo.

La clasificación no supervisada, en cambio, no requiere ninguna información de partida, como se puede ver en la *Figura 3.18*. Como se puede ver, se parte de una realidad desconocida, rechazándose cualquier conocimiento *a priori* sobre el conjunto

de categorías (cubiertas) existentes. La primera fase en la clasificación no supervisada es la estadística. El procedimiento extrae una serie de categorías espectrales agrupando celdas de similares características radiométricas de manera que la varianza de la imagen quede repartida. En este caso las categorías espectrales surgen matemáticamente de la propia imagen, y no del conocimiento previo del investigador. Por eso resulta necesaria una fase conceptual posterior, en la cual se interpretan las categorías espectrales obtenidas a la luz de la experiencia del investigador, ya sea en la propia área de estudio o en otras similares. La consecuencia final es, como en el caso anterior, la obtención de un mapa temático. La principal ventaja teórica de este desarrollo es su mayor objetividad, al situar la fase interpretativa después del análisis estadístico.

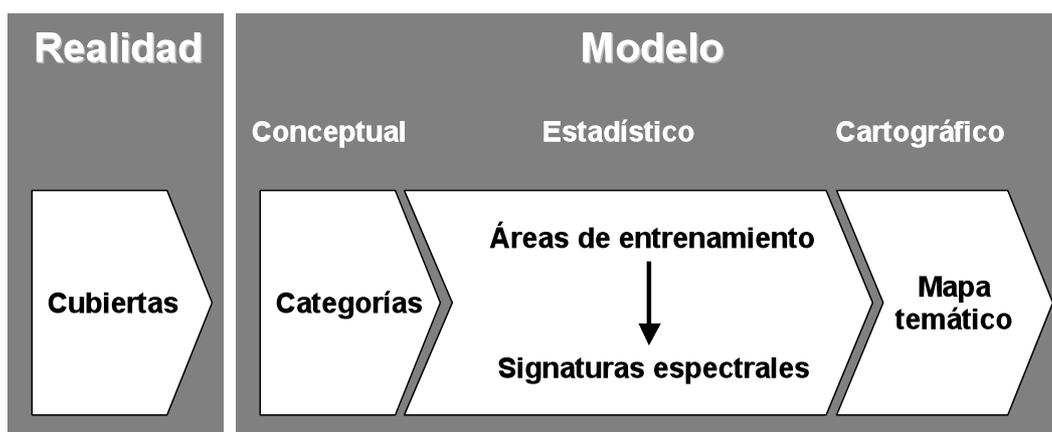


Figura 3.17. Esquema conceptual de la clasificación supervisada.

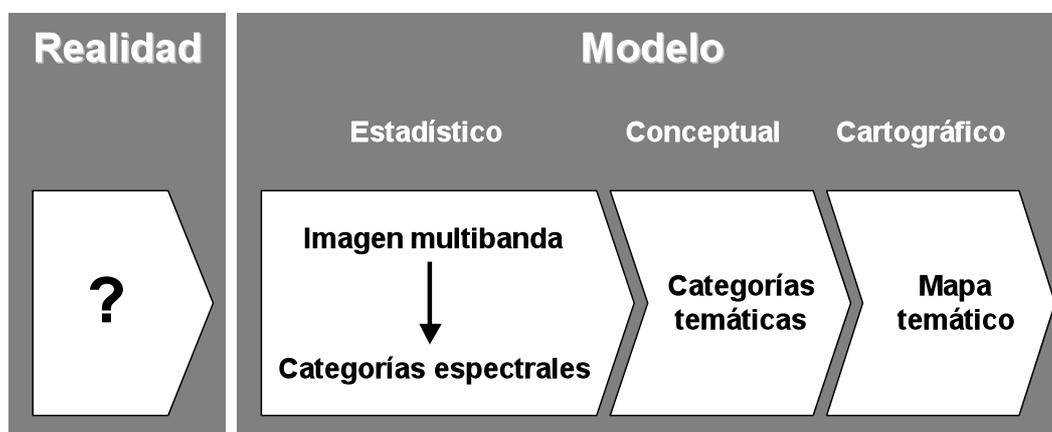


Figura 3.18. Esquema conceptual de la clasificación no supervisada.

Para los objetivos de este trabajo se ha utilizado un procedimiento de clasificación supervisado, que permite un máximo control sobre las categorías del análisis aplicando la información previa sobre las cubiertas presentes en el área de estudio. Sin embargo, al esquema presentado con anterioridad (Figura 3.17) se ha añadido una fase de evaluación estadística de las signaturas espectrales antes de proceder a la clasificación de la imagen, maximizando la separabilidad entre las categorías y por tanto reduciendo la incertidumbre de la clasificación final.

1. Delimitación de un conjunto de *categorías temáticas*, a partir del conocimiento que se posee sobre las diferentes cubiertas existentes en el área de estudio.
2. Selección de un conjunto de *áreas de entrenamiento* para cada categoría (réplicas), tratando de recoger la posible variedad espectral de las mismas.
3. Evaluación del conjunto de *signaturas espectrales*. Evaluación intra-grupos: comparación de las distintas réplicas de cada categoría y establecimiento de la signatura espectral tipo de la misma. Evaluación inter-grupos: evaluación de la separabilidad de las signaturas y de su representatividad.
5. Clasificación de la imagen.

Especificación de las categorías temáticas y selección de áreas de entrenamiento

El establecimiento de las *categorías a priori* contiene una cierta dosis de subjetividad, ya que depende de la visión del paisaje que posea el investigador. Sin embargo, si el proceso de clasificación supervisada se realiza correctamente, también se garantiza la representatividad del conjunto de categorías, y se obtiene a cambio un mayor control en el proceso. Tras la elección subjetiva de una serie de categorías por parte del investigador, el conjunto de signaturas puede evaluarse por medio de diferentes herramientas para determinar tanto su separabilidad (coherencia interna) como la representatividad de cada signatura. Los resultados del análisis permiten entonces reelaborar el conjunto de categorías espectrales, bien a través de la eliminación de categorías redundantes, la división de las categorías con excesiva diversidad, o la adición de nuevas categorías para incluir cubiertas mal representadas.

Las *áreas de entrenamiento* son pequeñas porciones de la imagen seleccionadas como muestras de las diferentes categorías, y que se utilizarán para obtener las características radiométricas de las mismas. Es conveniente utilizar varias áreas de entrenamiento o réplicas por cada categoría temática, de tal forma que se recoja toda la variabilidad espectral que ésta pueda presentar. Por ejemplo, para una misma categoría de vegetación, se pueden seleccionar áreas de entrenamiento sobre litologías diferentes, distintas exposiciones o distintos grados de madurez de la vegetación.

La selección de las áreas de entrenamiento se ha basado en el reconocimiento directo de las cubiertas en el campo, utilizándose para su delimitación cartográfica las fotografías aéreas de vuelo interministerial de 1990, las ortoimágenes SPOT del SIG Ebro de la Confederación Hidrográfica del Ebro y las propias imágenes Landsat corregidas (diversas composiciones de las bandas originales).

Obtención y evaluación interna de las signaturas espectrales

Las *signatura espectral* es la representación estadística de las características reflectivas de una categoría determinada, habitualmente integrada por los valores promedio en las diferentes bandas y la matriz de covarianzas.

En general, el conjunto de signaturas espectrales debe cumplir los siguientes requisitos: ser representativo de todas las cubiertas existentes en la realidad; y adecuarse a los objetivos del estudio. Muchas veces resulta imposible conjugar estos dos objetivos, pues suelen existir desacuerdos entre la leyenda del mapa que se pretende obtener y las categorías que realmente se pueden distinguir mediante la teledetección.

La evaluación interna de las firmas espectrales hace referencia al análisis de separabilidad de las diferentes réplicas obtenidas para cada categoría. La separabilidad de las réplicas se ha comprobado visualmente a partir de los gráficos de firmas medias, y cuantitativamente mediante la medida de divergencia transformada de Swain y Davis, TD (Swain y Davis, 1978, citado por Erdas, 1997):

$$D_{ij} = \frac{1}{2} \cdot \text{tr} \left[(C_i - C_j) (C_i^{-1} - C_j^{-1}) \right] + \frac{1}{2} \cdot \text{tr} \left[(C_i^{-1} - C_j^{-1}) (\mu_i - \mu_j) (\mu_i - \mu_j)^T \right]$$

(ec. 3.17)

$$TD_{ij} = 2 \cdot \left[1 - \exp \left(\frac{-D_{ij}}{8} \right) \right]$$

donde i y j son las dos réplicas que se comparan, C_i la matriz de varianzas-covarianzas de la firma espectral de la réplica i , μ_i el vector medio de la firma espectral de la réplica i , tr la función de traza matricial y T la función de transposición matricial. El estadístico TD_{ij} tiene un rango de variación de 0 a 2000, y generalmente se considera que con valores superiores a 1900 las firmas comparadas deben ser consideradas como diferentes. Por debajo de 1700 la separabilidad entre firmas es demasiado baja, lo que recomienda integrar las dos firmas en una única categoría.

En las zonas boscosas, se ha distinguido en primer lugar entre los hayedos y los quejigales. Las áreas de entrenamiento pertenecen a la parte alta del valle de Hecho (Selva de Oza). Las réplicas extraídas para cada categoría presentan un elevado grado de similitud interna, por lo que se han mantenido intactas. Los dos tipos de bosque caducifolio presentan una buena discriminación espectral, por lo que se han mantenido las dos firmas.

Para obtener la firma espectral de los pinares se han utilizado varias áreas de entrenamiento en los valles de Hecho, Aísa y Borau, incluyendo pinares altimontanos de *Pinus sylvestris* y de *Pinus uncinata*, pinares montanos maduros de *Pinus sylvestris* y repoblaciones de *Pinus nigra*. El análisis de las firmas de los diferentes pinares ha mostrado una gran similitud, por lo que los distintos tipos de pinar se han unido en uno solo.

Para el matorral se han escogido diversas áreas con cobertura densa de boj (*Buxus sempervirens*) y erizón (*Echinopartum horridum*), encontrándose que las firmas eran prácticamente idénticas, por lo que se han unido en una sola.

Para los pastos supraforestales se han utilizado áreas de los valles de Hecho, Aísa y Canfranc, resultando muy similares incluso sobre distintas litologías, por lo que se ha creado una única firma espectral. Algo similar sucede con los prados de ladera y fondo de valle.

Para los campos de cultivo se han seleccionado un número importante de campos en diferentes partes del área de estudio, fundamentalmente en la Canal de Berdún y la Depresión de Bailo. Las firmas espectrales muestran una enorme variabilidad, debido a que se pueden encontrar numerosas situaciones: campos de cereal cosechados y sin cosechar, superficies en barbecho, zonas labradas, etc. Esta diversidad se multiplica al utilizar tres imágenes, puesto que la situación de un mismo campo en cada una de las fechas suele ser diferente. Por este motivo, ha resultado imposible establecer una firma o un grupo de firmas características de los campos de cultivo, y su identificación se abordará posteriormente mediante reglas de experto.

Como se puede ver, la clasificación de los distintos afloramientos no sigue exactamente un criterio geológico (cronología) o litológico, sino que responde a las características reflectivas de las distintas rocas y depósitos del área de estudio.

Evaluación inter-grupos de las firmas espectrales

En esta fase se analiza la separabilidad y representatividad del conjunto de categorías y firmas espectrales resultantes de la fase anterior. La separabilidad se analiza mediante el estadístico de separabilidad *TD* explicado más arriba, salvo que esta vez se comparan las diferentes categorías entre sí, y no las distintas réplicas obtenidas para una misma categoría. La capacidad de discriminación entre las distintas categorías puede evaluarse también mediante la matriz de confusión, matriz de errores tras aplicar el algoritmo de clasificación sobre las propias áreas de entrenamiento.

La representatividad del conjunto de categorías alude al hecho de que éstas recojan la totalidad de la variabilidad espectral presente en el área de estudio, o dicho de otro modo, que encuentren representación todas las cubiertas existentes. Se puede conocer la existencia de áreas mal representadas en la zona de estudio mediante la imagen de distancias, una vez aplicado un algoritmo de clasificación. La imagen de distancias expresa la distancia espectral que existe entre el vector del píxel y el vector medio de la categoría a la que ha sido asignado. El estudio de dicha imagen permite delimitar las áreas peor clasificadas, pues aparecen con elevados valores de distancia a la clase asignada. Estas áreas coinciden con cubiertas mal representadas en el conjunto de firmas espectrales, y su examen permite crear nuevas categorías y ampliar así la representatividad del conjunto.

La evaluación inter-grupos de las firmas obtenidas en la fase anterior ha revelado una buena separabilidad de las categorías, tanto mediante el estadístico de separabilidad como mediante la matriz de confusión tras aplicar un algoritmo de clasificación a la muestra. El análisis de la imagen de distancias a partir de la clasificación ha revelado, no obstante, la existencia de amplios sectores deficientemente clasificados, en su mayor parte asignados a las categorías de matorral o suelo desnudo. El examen de las fotografías aéreas ha revelado que se trata de zonas con una cubierta poco densa de matorral, por lo que se ha añadido una nueva categoría mixta, correspondiente a las áreas con un cubrimiento de matorral poco denso. Los límites de cobertura para esta categoría son entre el 10% (suelo desnudo) y el 50% (matorral).

Componente	Hayedo	Quejigal	Pinar	Matorral	Pastos supraf.	Prados	Matorral claro	Roca desn. 1	Roca desn. 2	Roca desn. 3
C1	163.1	163.0	162.9	163.6	158.1	161.6	167.0	181.9	174.3	166.0
C2	129.2	128.6	134.4	140.4	144.4	145.8	150.7	147.2	143.7	138.6
C3	164.8	163.4	165.4	169.1	170.5	154.5	175.3	187.1	182.2	179.5
C4	90.9	107.7	78.6	85.3	111.9	108.4	85.0	81.4	82.4	87.8
C5	157.6	164.6	160.0	164.8	173.5	182.8	162.5	162.1	161.2	166.5
C6	146.6	150.7	147.5	155.8	150.2	144.9	167.3	170.5	159.1	162.6
C7	196.6	197.9	195.9	201.6	209.9	212.0	207.2	203.0	200.2	201.7
C8	136.7	137.2	137.4	142.4	145.6	135.2	148.6	151.4	143.8	146.7
Log (Cov)	23.5	28.8	27.4	27.1	35.9	33.8	32.3	46.1	40.6	32.9

Tabla 3.8. Firmas espectrales de las diez categorías: valores promedio y determinante de la matriz de varianzas-covarianzas.

La *Tabla 3.8* muestra las firmas espectrales correspondientes a las diez categorías resultantes. En la tabla se muestran los valores medios de las firmas, y el logaritmo del determinante de la matriz de varianzas-covarianzas, que resume el grado de dispersión de la firma en el espacio factorial.

A continuación se detallan las firmas espectrales de las diez categorías. Las firmas espectrales basadas en componentes principales tienen una lectura diferente de las basadas en las bandas originales. Efectivamente, las puntuaciones factoriales no son directamente comparables entre sí, al no compartir una misma escala como sucede con los valores de reflectividad. Al ser las escalas de cada componente diferentes entre sí, no es correcto comparar para una misma cubierta los valores en las distintas componentes. La interpretación debe ser pues ortogonal; es decir, a lo largo del eje de las componentes, y no del eje de las firmas.

Las firmas de las diferentes cubiertas de vegetación se pueden explicar muy bien por la fenología de las distintas formaciones. En general, a mayor madurez de la vegetación mayor potencia y frescor de los suelos, mayor capacidad de utilización del agua del suelo y mayor estabilidad de la firma. Así, los bosques maduros presentan firmas muy estables a lo largo de las estaciones, sobre todo en el caso de los caducifolios. Esto es cierto sobre todo para el brillo y la humedad, puesto que el verdor tienen acusa más variación debido al inicio de la marchitez en octubre. El matorral es bastante similar al bosque, salvo por los menores valores de humedad que muestra, debido a que normalmente se desarrolla en peores suelos. Los pastos y los prados muestran en cambio la máxima variabilidad, con fuertes oscilaciones estacionales. Presentan los mayores valores de verdor, debido al rápido ritmo de crecimiento, tanto en primavera/verano como en otoño. Sin embargo, su menor eficacia en el aprovechamiento del agua del suelo por el menor tamaño de sus raíces, que les impide alcanzar zonas de almacenamiento profundo, unido en muchos casos a la peor capacidad de retención de agua de los suelos en los que se desarrollan, hacen que los pastos supraforestales y los prados pirenaicos acusen una cierta sequía en verano. Al llegar el otoño, sin embargo, las plantas herbáceas son capaces de desarrollar una segunda fase de crecimiento, justo cuando el resto de la vegetación está finalizando el ciclo y preparándose para el paso del invierno. En este aspecto se observan también diferencias entre los prados, situados en los fondos de valle o en las laderas más bajas, y los pastos supraforestales, ubicados a mucha mayor altitud y por tanto en situación más desfavorable por el descenso de las temperaturas. Así, en estos últimos esta fase tardía de crecimiento ligado a las precipitaciones de otoño se da mucho más atenuada que en el caso de los prados.

En cuanto al suelo o la roca desnudos, éstos presentan en general una firma opuesta a la de la vegetación, con escasa variación a lo largo de las estaciones. La ausencia de vegetación es la responsable de los elevados valores de brillo, el escaso verdor, y la baja capacidad de retención de humedad. En este sentido, destacan las litologías duras (roca desnuda 1) por presentar la firma más extremada, por lo que resultan bastante sencillas de discriminar. Existe, sin embargo, el problema de la elevada variabilidad de su firma espectral, que dificulta su discriminación respecto de las otras litologías.

La *Tabla 3.9* muestra la matriz de separabilidad asociada al conjunto de firmas espectrales. El estadístico empleado es la medida de divergencia transformada de Swain y Davis (ecuación 3.17). La matriz de separabilidad permite evaluar la proximidad entre las firmas, y detectar por tanto posibles fuentes de confusión en la clasificación

final. Las mayores proximidades se dan entre las clases de vegetación (hayedo, quejigal y pinar) y entre el pinar y el matorral, aunque dada la escasa dispersión de estas firmas no existe un verdadero problema de separabilidad. La proximidad es muy alta entre las dos firmas de rocas duras, como cabría esperar, y moderada entre las demás litologías. No obstante, dada la elevada variabilidad de las rocas duras, cabe esperar algún problema en la clasificación final, que habrá que evaluar.

	Hayedo	Quejigal	Pinar	Matorral	Pastos supraf.	Prados	Matorral claro	Roca desn. 1	Roca desn. 2	Roca desn. 3
Hayedo		24	47	126	234	132	542	1463	459	615
Quejigal	24		94	115	109	84	470	954	267	447
Pinar	47	94		31	182	143	158	595	197	246
Matorral	126	115	31		122	117	44	304	212	88
Pastos	234	109	182	122		79	378	130	53	101
Prados	132	84	143	117	79		142	454	274	175
Matorral claro	542	470	158	44	378	142		497	594	151
Roca desn. 1	1463	954	595	304	130	454	497		42	43
Roca desn. 2	459	267	197	212	53	274	594	42		88
Roca desn. 3	615	447	246	88	101	175	151	43	88	

Tabla 3.9. Matriz de separabilidad de las firmas espectrales. Se han destacado los valores más bajos (elevada proximidad entre firmas).

La matriz de contingencia para las áreas de entrenamiento (Tabla 3.10) confirma que no existe un problema grave de proximidad de las firmas espectrales. Esta matriz de error compara la clasificación real de los píxeles de las áreas de entrenamiento con la predicha por el modelo. Al tratarse de una clasificación sobre la propia muestra de calibración la matriz de error debe utilizarse sólo para evaluar el conjunto de firmas utilizado, y no como validación del procedimiento de clasificación final. Sin embargo, la matriz de contingencia sobre las propias áreas de entrenamiento es una herramienta valiosa para detectar las confusiones entre categorías que pueden surgir en el proceso de clasificación final. En este caso podemos observar que no existen confusiones importantes entre categorías, ya que todas ellas están bien predichas en una elevada proporción. Sólo existe una cierta ambigüedad entre las dos categorías de rocas duras, aunque en este caso ello no supone un problema, pues en la cartografía final estas dos se unirán en una misma categoría.

Categoría predicha	Categoría real									
	Hayedo	Quejigal	Pinar	Matorral	Pastos	Prados	Matorral claro	Roca desn. 1	Roca desn. 2	Roca desn. 3
Hayedo	96.7	2.4	0.1	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0
Quejigal	2.0	94.9	0.3	0.1	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0
Pinar	0.7	1.6	95.1	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Matorral	0.0	0.0	3.3	96.2	0.0	0.3	2.1	0.0	0.0	0.3
Pastos	0.0	0.8	0.0	0.0	99.3	0.0	0.0	0.1	0.3	0.1
Prados	0.6	0.3	0.1	0.0	0.0	98.8	0.1	0.0	0.0	0.0
Matorral claro	0.0	0.0	0.3	1.2	0.0	0.3	96.5	0.0	0.0	4.5
Roca desn. 1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	78.0	1.6	2.7
Roca desn. 2	0.1	0.0	0.5	0.8	0.3	0.3	1.4	5.2	1.5	91.1
Roca desn. 3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	3.8	96.5	0.8
Superficie	2311.0	4029.0	3969.0	1211.0	8785.0	812.0	816.0	8854.0	978.0	783.0

Tabla 3.10. Matriz de contingencia de la clasificación. Valores expresados en porcentaje (excepto Superficie, expresada en nº de píxeles).

Clasificación de la imagen

Una vez conseguido un conjunto conveniente de categorías y sus firmas espectrales asociadas, se ha procedido a la clasificación de la imagen. Se ha utilizado el algoritmo de máxima verosimilitud (ingl. *maximum likelihood*), que asigna cada píxel a una categoría en función de la probabilidad de pertenencia. El algoritmo de máxima verosimilitud es el procedimiento de clasificación espectral más fiable, pues tiene en cuenta no sólo la firma media de cada clase, sino su dispersión y estructura interna a través de la matriz de varianzas-covarianzas. Se asume que las bandas de la imagen de entrada están normalmente distribuidas y no están correlacionadas, y que las matrices de varianzas-covarianzas son iguales. Se asume también que las probabilidades a priori son iguales para todas las categorías. El cálculo de la probabilidad de pertenencia a una categoría determinada se basa en la distribución normal múltiple, de donde toma la función de densidad de probabilidad:

$$P_i = \frac{1}{\sqrt{|\Sigma_i|}} \cdot \exp\left(-\frac{1}{2} \cdot (\mathbf{x} - \boldsymbol{\mu}_i)^T \cdot \Sigma_i^{-1} \cdot (\mathbf{x} - \boldsymbol{\mu}_i)\right) \quad (\text{ec. 3.18})$$

donde P_i es la probabilidad de pertenencia a la categoría i , \mathbf{x} es el vector de la respuesta espectral del píxel a clasificar, $|\Sigma_i^{-1}|$ es el determinante de la matriz de covarianzas de la clase i , Σ_i^{-1} es la inversa de la matriz de covarianzas, y $\boldsymbol{\mu}_i$ el vector medio de la firma de la clase i . El producto cuadrático $(\mathbf{x} - \boldsymbol{\mu}_i)^T \cdot \Sigma_i^{-1} \cdot (\mathbf{x} - \boldsymbol{\mu}_i)$ es la distancia de Mahalanobis entre el vector del píxel y el vector medio de la categoría. El algoritmo de clasificación calcula la probabilidad de pertenencia del píxel a cada una de las clases, y finalmente lo asigna a la categoría de mayor probabilidad.

Obtención del mapa de estados erosivos

El conjunto de diez categorías discernibles mediante teledetección no es asimilable directamente a una leyenda de un mapa de estados erosivos, que es el objetivo final de la clasificación. Como en todo proceso de clasificación mediante teledetección, existe una divergencia entre las categorías que es posible discernir y las categorías que interesan a la investigación. Por este motivo resulta necesaria una reinterpretación de las categorías distinguibles mediante teledetección para obtener una escala de niveles de erosión. Así, las diez categorías distinguibles mediante teledetección han sido reducidas a ocho clases en función de la intensidad de los procesos erosivos que en ellas tienen lugar. A cada una de dichas clases se le ha asignado un nivel de erosión entre 'nula' y 'severa'. En la *Tabla 3.11* se resume la reclasificación que se ha llevado a cabo.

En principio existe una buena correspondencia entre las categorías distinguidas mediante teledetección y las categorías de erosión. Sin embargo, se han detectado algunas incoherencias:

- Los depósitos aluviales de los ríos de cauce trenzado, frecuentes en el área de estudio, son imposibles de distinguir espectralmente del resto de litologías blandas (roca desnuda 2) y, como éstas, han sido calificadas como 'erosión severa'. Sin embargo, no son formas erosivas sino precisamente de acumulación temporal, por lo que deberían clasificarse aparte.

- También deberían clasificarse aparte los afloramientos desnudos de diversas litologías de resistencia media como las lutitas con areniscas del flysch Eoceno, las grauvacas con pizarras de la facies Culm, o las lutitas y pizarras con areniscas del Pérmico. Efectivamente, éstas no pueden ser asimiladas a las litologías duras, pues tienen una cierta capacidad para ser meteorizadas, pero tampoco los son de forma tan intensa como las litologías consideradas blandas (margas, lutitas, etc.).
- También se ha mencionado la dificultad para distinguir los campos de cultivo debido a su gran heterogeneidad, de tal manera que han sido clasificados en su gran mayoría como áreas de matorral claro o suelo desnudo.

Categorías teledetección	Categorías erosión		
Hayedo Quejigar Pinar Matorral Pastos subalpinos Prados de fondo de valle	Áreas vegetadas (cobertura > 50%)	Erosión nula o muy leve	Bosque caducifolio Bosque de coníferas Matorral Pastos subalpinos Prados de fondo de valle
Matorral claro	Áreas escasamente vegetadas (10-50% cobertura)	Erosión moderada a severa	Matorral claro
Roca desnuda 1 (rocas duras) Roca desnuda 2 (rocas blandas) Roca desnuda 3 (rocas blandas)	Roca / suelo desnudos (<10% cobertura)	Erosión nula	Roca dura desnuda
		Erosión severa a muy severa	Roca blanda o suelo desnudos

Tabla 3.11. Reclasificación de las categorías identificadas mediante teledetección para la obtención del mapa de estados erosivos.

En otros casos se han detectado asignaciones erróneas muy difíciles de corregir recurriendo únicamente a las características reflectivas de las cubiertas. Es el caso, por ejemplo, de áreas asignadas como de roca dura aflorante en lugares en los que el sustrato es lábil o, al contrario, áreas clasificadas como de afloramiento de suelo desnudo o rocas blandas cuando en realidad el sustrato es de roca dura. Estos casos se pueden detectar fácilmente cruzando la imagen clasificada con el mapa de litología, como se muestra en la *Tabla 3.12*. Se han agrupado las litologías y depósitos superficiales presentes en el área de estudio en cuatro grupos, atendiendo al grado de resistencia que presentan ante la erosión. Para cada litología se ha indicado, en porcentaje, la proporción de casos clasificados como 'Erosión nula/Afloramiento de rocas duras', 'Erosión severa/Afloramiento de rocas blandas o suelo desnudo' y 'Erosión moderada a severa/Matorral claro', las categorías que presentan un grado de cubrimiento vegetal escaso o nulo y que por tanto acusan una mayor presencia de la respuesta espectral del suelo.

Analizando la *Tabla 3.12* se pueden encontrar varias situaciones:

- Empezando por las litologías poco competentes (1), se observa cómo en una gran parte éstas han sido clasificadas como afloramientos de roca blanda desnuda o matorral claro, aunque también existe una elevada proporción de celdas clasificadas como afloramientos de roca dura. Esta última asignación es a todas luces incorrecta, puesto que se trata de rocas blandas. Se ha comprobado que una parte importante de estas áreas se corresponden con cultivos recién cosechados, cuya respuesta reflectiva es similar a la de las rocas duras.

- También se ha comprobado que muchas de las áreas clasificadas como de matorral claro son en realidad campos de cultivo, en diferentes estados (barbechos, en muchos casos).
- El caso opuesto es el de las rocas muy competentes (4), que en proporciones variables han sido clasificadas como rocas blandas o suelo aflorante. En muchos casos, se ha comprobado que se trata realmente de zonas de elevada actividad erosiva sobre suelos decapitados en el límite entre las zonas subalpina y alpina, pero en otros casos se trata de afloramientos reales de rocas duras y por tanto errores de clasificación.
- En el caso de las superficies de cultivo, el análisis de las áreas de entrenamiento seleccionada muestra que éstos siempre aparecen sobre depósitos de glaciares o terrazas o sobre rellanos en litologías blandas, preferentemente en las lutitas de la Cuenca Molásica. El límite de pendiente para estos cultivos parece estar en torno a 8°, pues por encima de dicho valor sólo aparecen algunos pocos campos, sobre todo en la Cuenca Molásica. Estos campos pueden ser considerados marginales, ya que los problemas de pérdida de suelo derivados de la excesiva pendiente son elevados.

Litología	Clasificación		
	Roca dura aflorante	Roca blanda o suelo desnudos	Matorral claro
1 Glacis	2.6%	18.6%	78.8%
Terrazas altas	1.9%	21.7%	76.4%
Abanicos aluviales	28.2%	65.5%	6.3%
Morrenas	53.3%	37.1%	9.6%
Lacustre	10.9%	56.3%	32.8%
Arcillas con areniscas	5.8%	18.7%	75.5%
Margas	2.6%	37.0%	60.5%
Margas con calizas	66.1%	32.9%	1.0%
2 Flysch	13.6%	43.7%	42.7%
Grauvacas y pizarras (facies Culm)	28.5%	71.5%	0.0%
Pizarras con areniscas	46.1%	53.9%	0.0%
3 Areniscas	4.1%	14.4%	81.5%
Areniscas con conglomerados	43.3%	31.1%	25.6%
Conglomerados	45.9%	54.0%	0.1%
Calcarenitas	78.4%	21.6%	0.0%
Calizas	74.7%	20.4%	4.9%
Rocas efusivas básicas	61.5%	38.5%	0.0%
4 Aluvial	4.3%	49.1%	46.6%
Canchales	72.0%	28.0%	0.0%

Tabla 3.12. Reparto por litologías de las áreas clasificadas como de cobertura escasa (matorral claro) o nula (rocas duras - roca desnuda 1 y rocas blandas - rocas desnudas 2 y 3). Grupos litológicos: 1, litologías y depósitos de escasa competencia; 2, litologías de competencia moderada; 3, litologías muy competentes; 4, depósitos activos.

A partir de estas consideraciones se ha desarrollado un conjunto de reglas de experto, de manera que a partir de la información del mapa litológico y del mapa de pendientes se pueda lograr una cartografía de estados erosivos mucho más adecuada. En la *Tabla 3.13* se muestran las reglas aplicadas.

Litología	Clasificación		
	Roca dura aflorante	Roca blanda o suelo desnudos	Matorral claro
1 Glacis Terrazas altas Abanicos aluviales Morrenas Lacustre Arcillas con areniscas Margas Margas con calizas	R2	e	R1 m --
2 Flysch Grauvacas y pizarras (facies Culm) Pizarras con areniscas	r	R3	m --
3 Areniscas Areniscas con conglomerados Conglomerados Calcarenitas Calizas Rocas efusivas básicas	n	R4	R1 -- R1 --
4 Aluvial Canchales	a n	a n	R1 --

Tabla 3.13. Conjunto de reglas de experto aplicadas a la clasificación.

Asignación directa: *e*, erosión severa a muy severa / roca blanda desnuda; *r*, erosión moderada a severa / roca dura alternante desnuda; *m*, erosión moderada a severa / matorral; *n*, erosión nula / roca dura desnuda; *a*, erosión nula / depósitos aluviales. R1, R2, R3, R4: reglas de experto, ver explicación en el texto.

En primer lugar, se establece una serie de asignaciones directas, para las que no es necesaria la aplicación de ninguna regla. Así, todas las celdas clasificadas como afloramientos de roca blanda o suelo desnudos sobre litologías poco resistentes serán consideradas como correctamente clasificadas (*e*), como también las áreas clasificadas como de roca dura aflorante en zonas donde realmente se den dichas litologías (*n*). Los canchales han sido clasificados como de erosión nula por afloramiento de rocas duras (*n*) en cualquier caso, y las zonas de margas clasificadas como de matorral claro han sido dejadas como tales (*m*). Se han creado dos categorías nuevas para la asignación directa. Así, se ha creado la categoría de erosión nula sobre depósitos aluviales (*a*) para los casos de suelo desnudo sobre dicha categoría del mapa litológico. Para los casos de rocas de competencia media (flysch, grauvacas y pizarras en facies Culm y lutitas y pizarras con areniscas) clasificadas como rocas duras se ha creado también una nueva categoría, la de afloramiento de rocas duras en capas alternantes, considerada como afectada por un nivel de erosión moderado a severo.

Para el resto de casos se ha dispuesto una serie de reglas de clasificación. Se ha creado una nueva categoría, la de los campos de cultivo, a partir de las siguientes reglas:

- R1. Áreas clasificadas como de matorral claro, sobre diferentes litologías. Serán clasificadas como campos de cultivo siempre que la pendiente sea inferior a 8°. En caso contrario mantendrán la asignación original.
- R2. Áreas clasificadas como afloramientos de rocas duras, sobre litologías blandas. Serán clasificadas como campos de cultivo si la pendiente es inferior a 8°, o como afloramientos de rocas blandas o suelo desnudos en caso contrario.

Para las dos categorías de rocas duras aflorantes se establecen dos reglas:

- R3. Áreas clasificadas como afloramientos de rocas blandas o suelo desnudos, sobre litologías de resistencia media. Serán clasificadas dentro de la nueva clase (afloramientos de rocas duras alternantes) siempre que la pendiente sea superior a 30°. En caso contrario, se considerará que sobre la litología existe un suelo (Puigdefábregas y García Ruiz, 1983), y por tanto mantendrán la asignación original.
- R4. Áreas clasificadas como afloramientos de rocas blandas o suelo desnudos, sobre litologías resistentes. Serán clasificadas como afloramientos de rocas duras si la pendiente es superior a 30°, o mantendrán la asignación original en caso contrario por considerarse posible que puedan albergar un suelo.

Del procedimiento de reclasificación completo se deriva, pues, el conjunto definitivo de categorías de erosión que conforman la leyenda del mapa de estados erosivos. Esta clasificación se resume en los siguientes grandes grupos:

- Erosión nula o muy leve. Incluye todos los espacios con una cobertura vegetal superior al 50% y, por lo común, próxima al 100%. Es el caso de los bosques de caducifolios (hayedos y quejigales), bosques de coníferas (pinares fundamentalmente), matorrales densos, pastos subalpinos y alpinos y, finalmente, los prados de fondo de valle.
- Erosión moderada. Incluye los campos cultivados con pendientes inferiores al 8%, sobre suelos profundos y, en general, con escasos problemas de erosión superficial. Se asientan en su gran parte sobre terrazas y glacis o sobre lutitas y areniscas en los paisajes suavemente ondulados de la depresión de Bailo.
- Erosión moderada a severa. Incluye dos ámbitos de características muy diferentes, como son, por un lado, las áreas de matorral poco denso (entre el 10 y el 50% de cubrimiento) y los campos de cultivo más marginales, instalados sobre pendientes superiores al 8%; y, por otro lado, las áreas de erosión difusa sobre rocas duras en estratos alternantes o facies flysch arenisco ubicadas en el contacto con las Sierras Interiores. Se trata en conjunto de áreas con problemas erosivos importantes derivados de la escasa cubierta vegetal. La erosión no alcanza, sin embargo, la intensidad con la que se da en la categoría siguiente.
- Erosión severa o muy severa. Se trata de áreas de cubrimiento vegetal muy escaso o inexistente (menor del 10%), sobre rocas blandas o suelos profundos. La actividad erosiva es tan intensa que acaba produciendo densas redes de cárcavas o cabeceras activas de torrente.
- Erosión nula. Se trata de áreas que no pueden considerarse como productoras de sedimento, debido a la ausencia de suelo y a la fuerte resistencia del sustrato a la erosión hídrica. Incluye dos ámbitos muy distintos: por un lado los afloramientos de rocas duras en áreas de alta montaña y elevada pendiente, más propensos a la producción y acumulación de clastos al pie de los cantiles; y por otro las acumulaciones de gravas en los fondos de los ríos principales, que por su elevado nivel de inestabilidad no permiten la colonización vegetal y la formación de suelo.

3.6. Modelización de la capacidad de transporte de sedimento y del potencial de erosión / sedimentación

Si se considera una ladera afectada por procesos de erosión y transporte de sedimento, podemos describir el balance de masas en cualquier punto de la misma mediante la siguiente ecuación de continuidad de sedimento:

$$\frac{dH}{dt} - \frac{dQ_s}{dx} = 0 \quad (\text{ec. 3.19})$$

donde H es la profundidad del suelo y Q_s el caudal de sedimento acarreado por la escorrentía superficial. La ecuación 3.19 describe la transferencia de sedimento en la ladera como un sistema en cascada en el que cada punto de la misma recibe un caudal líquido y sólido de las zonas situadas inmediatamente por encima, y a su vez exporta un cierto caudal de agua y sedimento hacia las zonas situadas más abajo. El balance entre ambas cantidades es la erosión neta.

La tasa de exportación de sedimento Q_s está a su vez gobernada por la relación entre la tasa de arranque de partículas del suelo por la lluvia y la escorrentía superficial, o producción de sedimento, E , y la capacidad de transporte de sedimento por la propia escorrentía, T , expresadas en unidades de $M T^{-1}$:

$$Q_s = \min\{E, T\} \quad (\text{ec. 3.20})$$

Según se desprende de la ecuación anterior, son posibles dos situaciones:

- *Erosión limitada por la producción de sedimento.* Ocurre cuando la producción de sedimento es menor que la capacidad de transporte, por lo que la exportación final de sedimento de la parcela es igual a la tasa de producción del mismo: $E < T \rightarrow Q_s = E$. Tras abandonar la parcela, el flujo conserva parte de su capacidad de transporte.
- *Erosión limitada por la capacidad de transporte de sedimento.* En este caso la tasa de producción de sedimento es mayor que la capacidad de transporte, por lo que el caudal sólido es igual a esta última: $T < E \rightarrow Q_s = T$. Es decir, se produce tanto sedimento como la escorrentía es capaz de evacuar, por lo que la erosión neta final es menor que la que teóricamente era posible por la energía combinada del impacto de la lluvia y la escorrentía.

Las dos ecuaciones anteriores son fundamentales para describir la erosión y transporte de sedimento en vertientes. La ecuación 3.20 determina si el proceso de erosión se encuentra limitado por la producción de sedimento o bien por la capacidad de transporte. La ecuación 3.19, por su parte, dispone que se producirá sedimentación siempre que $\frac{dQ_s}{dx} > 0$, mientras que en el caso contrario se producirá erosión.

Debido a la complejidad de estimar E sobre áreas extensas, y con el objetivo de mantener la simplicidad de sus modelos, algunos autores han optado por adoptar la hipótesis de erosión limitada por la capacidad de transporte. De este modo la tasa neta de erosión / sedimentación dependerá exclusivamente de la variación de la capacidad de transporte a lo largo de la ladera, $\frac{dT}{dx}$ o $\nabla_x T$ de forma abreviada. Como se ha explicado anteriormente, en este trabajo se propone la aplicación de la hipótesis de erosión limitada por la capacidad de transporte a las áreas de erosión moderada a severa identificadas mediante teledetección. En dichas áreas, y considerando un evento de pluviosidad y escorrentía extremos, la hipótesis de erosión limitada por la capacidad de

transporte resulta aceptable, pudiéndose utilizar el índice $\nabla_x T$ como predictor del potencial de erosión neto en un punto, así como para establecer el grado de conectividad entre las zonas de erosión y la red hidrográfica, y la existencia de sumideros de sedimento intermedios en las vertientes.

Estimación de la capacidad de transporte de sedimento a partir de la potencia hidráulica de la escorrentía superficial

La potencia hidráulica de una corriente expresa la tasa de disipación de energía a medida que el agua se desplaza hacia abajo y pierde potencial. Dicho de otro modo, expresa la conversión de energía potencial en energía cinética, que a su vez se disipa en la fricción interna y con la superficie, en la erosión y en el transporte de sedimento, por lo que permite aproximar la capacidad de transporte de sedimento de un fluido. Aplicada a la escorrentía superficial y asumiendo algunas simplificaciones, es posible expresarla de manera sencilla como una función de las características del relieve, resultando idónea para la modelización del transporte de sedimento en dos dimensiones. El concepto de potencia hidráulica de una corriente se ha utilizado en trabajos de geomorfología básica (Leopold y Langbein, 1962; Graf, 1983; Willgoose *et al.*, 1991), de dinámica fluvial (Yang, 1971; Chang, 1979) o de transporte de sedimento (Yang, 1972; Bagnold, 1980). Asimismo, expresiones de la capacidad de transporte de sedimento basadas en la potencia hidráulica de la escorrentía pueden encontrarse en numerosos modelos de erosión de base física (ANSWERS, Beasley *et al.* 1980; WEPP, Nearing *et al.* 1989, Laflen *et al.* 1991; LISEM, De Roo *et al.* 1996; Hairsine y Rose, 1992a y 1992b; Morgan *et al.* 1884, 2001), siendo el principal fundamento de algunos modelos simplificados utilizables a escala regional, como EROS (Wilson y Gallant, 1996) o USPED (Mitasova *et al.* 1996; Mitas y Mitasova, 1998).

La potencia hidráulica de una corriente expresa la cantidad de energía potencial disipada en la realización de diversos trabajos, entre los que se incluye el arranque y transporte de partículas de la superficie por la que discurre. Se han definido varias magnitudes que expresan la potencia hidráulica de una corriente. Existe además una cierta confusión terminológica, pues los diferentes autores utilizan terminologías alternativas. En este trabajo se sigue la propuesta unificadora de Rhoads (1987). La traducción al castellano es propia.

La *potencia total* de la corriente (ingl. *total stream power*; p , $W = M L^2 T^{-1}$) expresa la potencia hidráulica de un flujo canalizado a lo largo de un tramo determinado:

$$p = \gamma \cdot Q \cdot S_e \cdot L \quad (\text{ec. 3.21})$$

donde $\gamma = \rho \cdot g$ es el peso específico del agua ($\approx 10 \text{ kN m}^{-3}$); Q es el caudal ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$); S_e es el gradiente energético, que para la escorrentía superficial (profundidad despreciable) y considerando un flujo estacionario y uniforme se puede asumir igual a la pendiente de la ladera, S (m m^{-1}); y L (m) es la longitud total del tramo. Para un flujo no canalizado en representación ráster resulta más adecuada *potencia hidráulica unitaria* o potencia por unidad de peso de agua (ingl. *unit stream power*; v_s , $W N^{-1} = L T^{-1}$):

$$v_s = \frac{p}{\gamma \cdot A \cdot R} = \frac{Q}{L \cdot R} \cdot S_e = V \cdot S_e \quad (\text{ec. 3.22})$$

donde A (m^2) es la superficie de la celda, R ($m^2 m^{-1}$) es el radio hidráulico del canal, que para un canal abierto se puede asumir igual a la profundidad del flujo, h (m), y V ($m s^{-1}$) es la velocidad del flujo.

Se han llevado a cabo numerosos estudios experimentales, tanto en aforos reales como en condiciones de laboratorio, con el objetivo de desarrollar una expresión universal para estimar la capacidad de transporte de sedimento de una corriente canalizada a partir de la potencia hidráulica (consultar las revisiones de Alonso *et al.*, 1981, Julien y Simons, 1985, y Prosser y Rustomji, 2000). Moss y Walker (1978) y Moss (1979) han demostrado que la física subyacente a la erosión, transporte y deposición de sedimento por parte de la escorrentía superficial es idéntica a la física que gobierna los mismos procesos en un flujo concentrado, al menos bajo la hipótesis de erosión controlada por la capacidad de transporte.

Las formulaciones de la capacidad de transporte propuestas por diferentes autores pueden reducirse a la siguiente expresión general (Julien y Simons, 1985):

$$T \propto Q^\gamma \cdot S^\beta \cdot i^\delta \cdot \left(1 - \frac{\tau_c}{\tau_0}\right)^\varepsilon \quad (\text{ec. 3.23})$$

donde γ , β , δ y ε son parámetros empíricos o basados en principios físicos que ponderan los diferentes elementos. El término $(Q \cdot S \cdot i)$ representa la potencia del flujo más el impacto de la lluvia para movilizar el sedimento. La expresión anterior sólo es válida para $\tau_0 > \tau_c$, siendo τ_0 la tensión de cizalla ejercida sobre el lecho por la escorrentía, y τ_c la tensión de cizalla crítica necesaria para la puesta en movimiento de las partículas del suelo, por lo que el término $\frac{\tau_c}{\tau_0}$ representa la resistencia del suelo frente la erosión. El

término i es con frecuencia despreciado por su pequeña importancia de cara al transporte de partículas ante la importancia de Q . Asimismo, el término $\left(1 - \frac{\tau_c}{\tau_0}\right)$ puede

obviarse si se asume un escenario de erosión limitada por la capacidad de transporte, donde $\tau_0 \gg \tau_c$. El símbolo \propto significa 'es proporcional a', o es igual salvo por una constante.

Una parte de la energía de la corriente se disipa por fricción con la superficie por la que discurre, por lo que algunos autores como Moore y Wilson (1992) o Mitasova *et al.* (1996) añaden un coeficiente de rugosidad, Φ . Con estas apreciaciones, la ecuación 3.23 se ve reducida a la siguiente expresión:

$$T \propto \Phi \cdot Q^\gamma \cdot S^\beta \quad (\text{ec. 3.24})$$

Se pueden encontrar en la bibliografía diferentes parametrizaciones de la ecuación 3.24 según la formulación de la potencia hidráulica y la ecuación que se utilice para describir el flujo (laminar, turbulento, etc.). Tras revisar numerosos conjuntos de datos experimentales, Julien y Simons (1985) han propuesto unos umbrales empíricos para los exponentes γ y β . Prosser y Rustomji (2000) actualizaron el estudio a la luz de nuevos datos, reduciendo el rango de valores (Tabla 3.14). Los valores concretos de γ y β dependen de las características del sedimento, y deben obtenerse empíricamente para cada caso de estudio. En ausencia de datos experimentales, Prosser y Rustomji (2000) recomiendan utilizar valores de γ y β similares y que no se alejen mucho de la mediana de los valores obtenidos empíricamente (1.4).

Trabajo	γ	β
Julien y Simons, 1985	$1.4 < \gamma < 2.4$	$1.2 < \beta < 1.9$
Prosser y Rustomji, 2000	$1.0 < \gamma < 1.8$	$0.9 < \beta < 1.8$

Tabla 3.14. Valores recomendados por diferentes autores para los parámetros γ y β de la ecuación general de transporte de sedimento.

En este trabajo se ha derivado una formulación teórica de la capacidad de transporte de sedimento por la escorrentía superficial asumiendo que la capacidad de transporte de sedimento es proporcional a la potencia hidráulica unitaria de la escorrentía: $T \propto vs$ (ver Yang, 1972; Yang y Stall, 1976; Moore y Burch, 1986a,b). El flujo o caudal de sedimento se puede aproximar entonces mediante:

$$T \propto Q \cdot V \cdot S \quad (ec. 3.25)$$

la cual coincide con la formulación empírica de Barekyan (1962), obtenida a partir de datos reales medidos en diferentes corrientes y que es una de las ecuaciones recomendadas por Julien y Simons (1985) para la predicción de la erosión laminar. En presencia de precipitación, se puede asumir que el flujo de escorrentía tendrá un carácter turbulento (Hairsine y Rose, 1992a y b). V puede entonces obtenerse a partir de la ecuación de Manning-Strickler, que según la reformulación de Julien y Simons (1985) queda referida a los parámetros de caudal y pendiente:

$$V = n^{-0.6} \cdot Q^{0.4} \cdot S^{0.3} \quad (ec. 3.26)$$

siendo n el coeficiente de fricción de Manning. Sustituyendo V en la ecuación 5.10 la expresión para T resulta:

$$T \propto n^{-0.6} \cdot Q^{1.4} \cdot S^{1.3} \quad (ec. 3.27)$$

Los valores de los exponentes γ y β , derivados teóricamente, quedan dentro de los intervalos recomendados en la Tabla 3.14 y próximos al valor medio obtenido empíricamente de 1.4.

Implementación del modelo de transporte de sedimento: rugosidad superficial

La inclusión en la ecuación de transporte del parámetro de fricción n permite incorporar al modelo la disipación de una parte de la energía de la escorrentía debido al rozamiento con el suelo y la vegetación. La ecuación de transporte de sedimento no presenta una gran sensibilidad ante la variación de la rugosidad superficial, como se puede observar en la Figura 3.20. El potencial de transporte de sedimento disminuye exponencialmente con la rugosidad superficial, alcanzando la variación alrededor de un orden de magnitud para valores típicos de n . Este rango de variación es, como veremos, inferior al asociado con los otros dos parámetros de la ecuación, caudal y pendiente.

Ello ha permitido utilizar valores estándar para la escorrentía superficial en diferentes cubiertas de suelo (Engman, 1986). La tabla original de Engman (1986) se ha adaptado a la leyenda del mapa de estados erosivos obtenido mediante teledetección (Tabla 3.15).

Categoría mapa estados erosivos	<i>n</i>
1.1. Caducifolios	0.15
1.2. Coníferas	0.15
1.3. Matorral denso	0.075
1.4. Pastos subalpinos y alpinos	0.035
1.5. Prados de fondo de valle	0.035
2.1. Cultivos, pend. <8°	0.05
3.1. Matorral claro (10-50%)	0.05
3.2. Roca desnuda, dura alternante	0.03
4.1. Suelo desnudo, o roca blanda	0.03
5.1. Roca desnuda, dura	0.03
5.2. Depósitos aluviales de fondo de valle	0.03

Tabla 3.15. Valores del coeficiente de rugosidad (*n*) para las distintas categorías del mapa de estados erosivos.

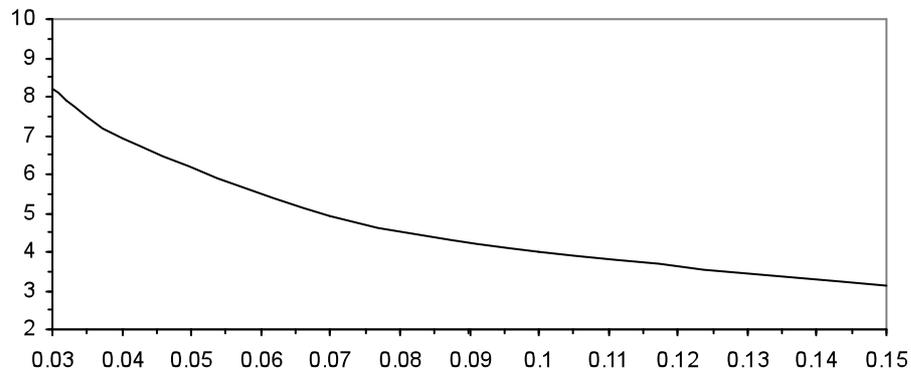


Figura 3.20. Variación de la capacidad de transporte de sedimento en función de la rugosidad superficial.

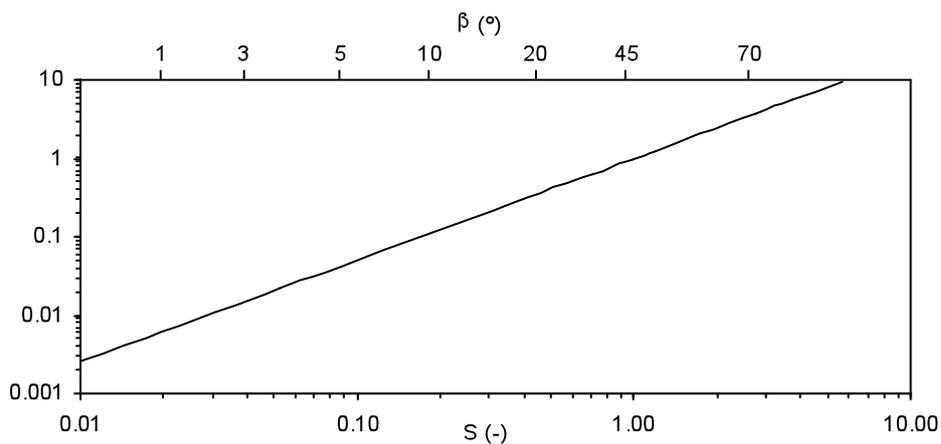


Figura 3.21. Variación de la capacidad de transporte de sedimento en función de la pendiente.

Implementación del modelo de transporte de sedimento: pendiente

La pendiente, S , se define como la tasa de cambio o primera derivada de la elevación en el espacio, y se expresa en tantos por uno ($m\ m^{-1}$). También se puede expresar en forma angular, β , medida en grados ($^\circ$) o radianes, estableciéndose la siguiente relación entre las dos: $\beta = \arctan(S)$. La pendiente modula el efecto de la gravedad sobre el flujo de escorrentía, determinando la velocidad de ésta y, por tanto, su capacidad de erosión y transporte de sedimento. En la *Figura 3.21* se muestra el efecto de la pendiente sobre la ecuación de transporte de sedimento. Entre los 0 y los 80° de pendiente, la variación de la ecuación de transporte de sedimento es de casi cuatro órdenes de magnitud, bastante superior al efecto de la rugosidad. El efecto de la pendiente sobre la ecuación de transporte es menor para valores bajos de la misma.

La pendiente es una variable continua en el espacio que puede estimarse mediante diferencias finitas (Felicísimo, 1994):

$$S = \sqrt{\left(\frac{\delta z}{\delta x}\right)^2 + \left(\frac{\delta z}{\delta y}\right)^2} = \sqrt{\left(\frac{z_2 - z_6}{2 \cdot l}\right)^2 + \left(\frac{z_8 - z_4}{2 \cdot l}\right)^2} \quad (\text{ec. 3.28})$$

donde z_n , $n=\{2, 4, 6, 8\}$ es el valor de la elevación en las celdas vecinas a la celda de interés en las direcciones cardinales (*Figura 3.22*).

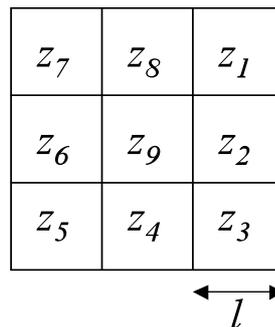


Figura 3.22. Codificación de las celdas vecinas para el cálculo de la pendiente.

Implementación del modelo de transporte de sedimento: escorrentía superficial

La escorrentía superficial representa la masa de agua disponible en cada punto del paisaje para transportar sedimento. En la *Figura 3.23* se muestra el efecto del caudal de escorrentía sobre la ecuación de transporte de sedimento. Nótese que el caudal, Q , se expresa referido a la superficie de la celda ($900\ m^2$). A efectos de comparación se ha incluido también una escala equivalente en mm de H_2O diarios.

La generación de escorrentía es un proceso complejo, y son muchos los trabajos que se han dedicado a su modelización. La modelización distribuida y dinámica de la escorrentía superficial requiere, además de estimar la producción de escorrentía puntual, simular la redistribución de los flujos en el paisaje (concentración y dispersión de los caudales).

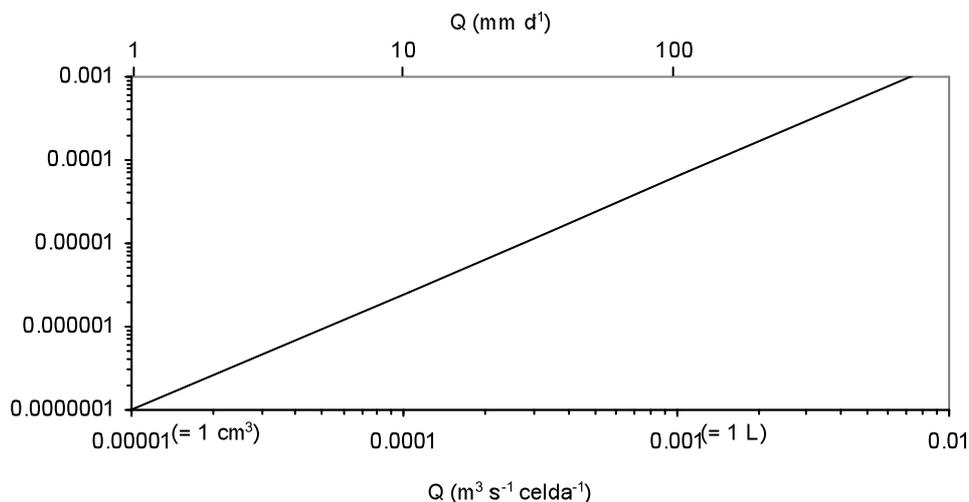


Figura 3.23. Variación de la capacidad de transporte de sedimento en función del caudal.

Bajo la hipótesis de precipitación constante, diversos autores han utilizado el área de contribución unitaria o superficie de drenaje de una celda ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$) o de un tramo transversal de la ladera ($\text{m}^2 \text{m}^{-1}$), A_s , como estimador del caudal de escorrentía acumulado: $Q_s \propto A_s$. Existen diversos procedimientos para estimar el área de contribución a partir de un modelo digital de elevaciones, siendo el algoritmo de máxima pendiente (O'Callaghan y Mark, 1984) el utilizado en la gran mayoría de los SIG comerciales por su sencillez y mayor velocidad de cálculo. El algoritmo de máxima pendiente es capaz de simular la convergencia de flujos en las zonas de vaguada, pero no la divergencia de flujos en otros puntos del paisaje (convexidades), tendiendo además a producir líneas de flujo paralelas en las direcciones cardinales y diagonales (Figura 3.24). Por dicho motivo se han propuesto diversas mejoras, como los algoritmos de dirección múltiple (véase Quinn *et al.* 1991 y 1995, Freeman, 1991). En este trabajo se ha utilizado el algoritmo DEMON (Costa-Cabral y Burges, 1994), implementado en el programa TOPOG (Wilson y Gallant, 2000). En lugar de direccionar la escorrentía celda por celda, DEMON construye líneas de flujo a partir de cada una de las celdas hasta encontrar una depresión o el límite de la cuenca. Las líneas de flujo se expanden y se contraen en función de la morfología del terreno, y cada celda que atraviesan recibe una parte proporcional del flujo generado en la celda de origen. De esta manera se simula de manera natural la convergencia y divergencia de la escorrentía, y se evita la aparición de líneas de flujo preferentes en laderas de perfil plano (Ver Figura 3.25). En Desmet y Govers (1996) y Zhou y Liu (2002) puede encontrarse una revisión y comparación de diferentes algoritmos para el cálculo de A_s .

Como se ha dicho, la escorrentía acumulada en un punto del paisaje puede considerarse bajo ciertas condiciones proporcional al área de contribución unitaria. Para conservar el orden de magnitud de las unidades en la ecuación de transporte de sedimento, y asumiendo que la producción de escorrentía es homogénea, A_s puede ponderarse por un valor promedio de producción de escorrentía (ver, p. ej., Moore y Burch, 1986a, b, c; Moore y Wilson, 1992; Desmet *et al.*, 1999; Mitsova *et al.*, 1996, 2003). Este tipo de aproximaciones, no obstante su sencillez, ha demostrado ser capaz de recoger los principales rasgos de la dinámica morfológica del paisaje.

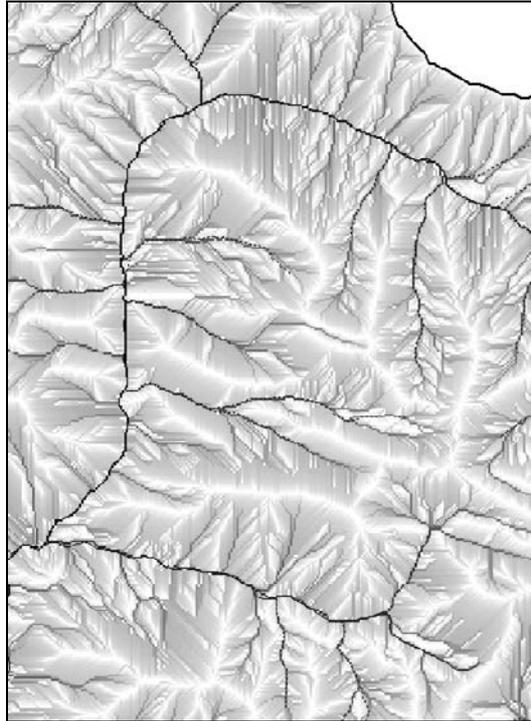


Figura 3.24. Área de contribución estimada mediante el algoritmo determinista de ocho nodos (D8). Cabecera del río Aragón Subordán, valle de Hecho.

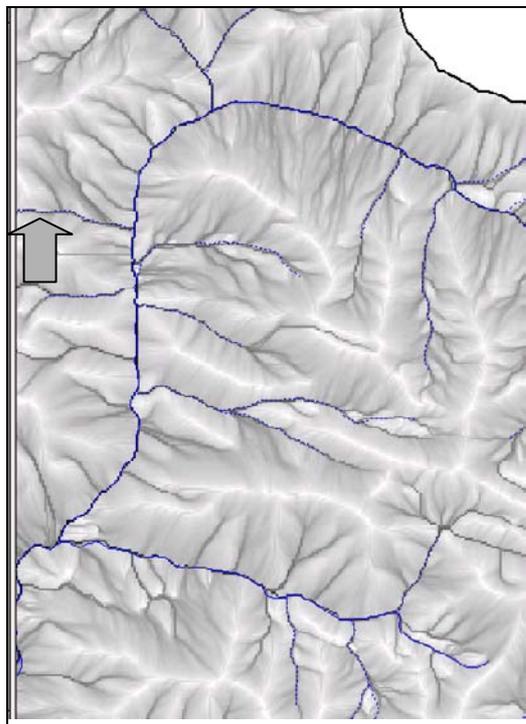


Figura 3.25. Área de contribución estimada mediante el algoritmo DEMON (Costa-Cabral y Burges, 1994). Cabecera del río Aragón Subordán, valle de Hecho.

La hipótesis de producción de escorrentía homogénea no permite, sin embargo, considerar el efecto diferenciado de las distintas cubiertas y tipos de suelo. Para ello se

puede sustituir la constante de producción de escorrentía por una estimación de la misma, utilizando algún método predictivo. Uno de los métodos más simples para estimar la producción de escorrentía es el método del número de curva del SCS (US Army Corps of Engineers, 2000). El método del número de curva es un modelo empírico que comenzó a utilizarse en los Estados Unidos en los años '50 del siglo XX, producto de más de 20 años de estudios experimentales, y permite estimar de manera consistente la cantidad de escorrentía generada bajo diferentes tipos de suelo y de cubierta vegetal (Rallison y Miller, 1981). Posteriormente ha sido utilizado y validado con datos experimentales en numerosas ocasiones. La ecuación general es:

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a + S)} \quad (\forall P > I_a) \quad (ec. 3.29)$$

donde Q es la producción de escorrentía o exceso de precipitación, P es la precipitación diaria, I_a son las abstracciones iniciales (interceptación, infiltración y almacenamiento superficial) y S es el parámetro de retención, todos en mm H₂O, o L m⁻². Nótese la condición, por la que sólo se producirá escorrentía cuando la precipitación sea superior a las abstracciones iniciales. El parámetro de retención se define como:

$$S = 25.4 \cdot \left(\frac{1000}{NC} - 10 \right) \quad (ec. 3.30)$$

donde NC es el número de curva. El factor constante es necesario para transformar la expresión original de pulgadas a milímetros (1 pulgada = 25.4 mm). El parámetro I_a suele aproximarse como $0.2 S$.

Categorías del mapa de estados erosivos	Suelo (grupo hidrológico)			
	A	B	C	D
1. Erosión nula o muy moderada				
1.1. Caducifolios	30	55	---	77
1.2. Coníferas	30	55	70	77
1.3. Matorral denso (>50%)	30	48	65	73
1.4. Pastos subalpinos y alpinos	39	61	74	80
1.5. Prados de fondo de valle	30	58	71	78
2. Erosión moderada				
2.1. Cultivos, pend. <8°	67	78	85	89
3. Erosión moderada a severa				
3.1. Matorral claro (10-50%)	68	79	86	89
3.2. Roca desnuda, dura alternante	83	89	92	93
4. Erosión severa a muy severa				
4.1. Suelo desnudo, o roca blanda	77	86	91	94
5. Erosión nula				
5.1. Roca desnuda dura y masiva	---	---	---	98
5.2. Depósitos aluviales de fondo de valle	25	---	---	---

Tabla 3.16. Números de curva para diferentes suelos y cubiertas, en condiciones de humedad normales y para una pendiente del 5%.

El número de curva, NC , es función de la permeabilidad del suelo, la cubierta vegetal y la pendiente (factores fijos) y del estado de humedad del suelo (factor cambiante). El manual del SCS ofrece tablas con valores típicos de NC para diferentes

tipos de suelo y cubierta vegetal, y para una pendiente del 5%. Para un estado de humedad medio, los valores se ofrecen en la *Tabla 3.16*. Las categorías originales se han adaptado a las categorías del mapa de estados erosivos obtenido mediante teledetección. Como se puede comprobar, el número de curva varía entre un mínimo de 30 para los bosques de caducifolios y un máximo de 98 para los afloramientos de roca desnuda.

El manual del SCS distingue cuatro grandes grupos de suelos en cuanto a sus características hidrológicas (*Tabla 3.17*). Se dispone de información muy limitada acerca de los suelos del Pirineo. La única cartografía disponible es la del CSIC (1970), antigua y a una escala demasiado general. El inventario de perfiles es asimismo exiguo. De la Riva (1997) clasifica los 89 perfiles de su área de estudio, coincidente en una gran parte con la de esta Tesis, en función de la textura de los suelos. La mayoría de los perfiles (84%) presenta una estructura franco-limosa o franco-arcillosa, de manera que se ha clasificado la mayoría del territorio como perteneciente al grupo C. Los suelos en las áreas forestadas y del piso subalpino no erosionado se han clasificado como B. Los fondos aluviales, obtenidos a partir del mapa litológico, han sido designados como A, y las áreas de roca desnuda como D.

Categoría	Descripción
A	Bajo potencial de escorrentía. Suelos que poseen una elevada tasa de infiltración incluso saturados. Básicamente, se limita a suelos excesivamente drenados, compuestos por arenas o gravas. Por ejemplo, un suelo de cultivo de textura franca y recién labrado pertenecería a este grupo, con una tasa de infiltración superior a 250 mm h ⁻¹ .
B	Suelos que poseen una tasa de infiltración moderada en condiciones de saturación. Se trata de suelos moderadamente profundos o profundos, con texturas moderadamente gruesas.
C	Suelos que poseen una tasa de infiltración baja en saturación. Suelos poco profundos con texturas moderadamente finas o finas, o que tienen una capa impermeable que impide el movimiento vertical del agua.
D	Elevado potencial de escorrentía. Suelos que poseen una muy baja tasa de infiltración en saturación. Básicamente, se trata de suelos arcillosos o expansivos, o que presentan una capa permanente de agua, o que tienen una capa arcillosa cerca de la superficie, o bien suelos esqueléticos sobre un material de escasa permeabilidad. Por ejemplo, un suelo encostrado en superficie pertenecería a esta categoría, con una tasa de infiltración inferior a 30 mm h ⁻¹ .

Tabla 3.17. Grupos de suelos según sus características hidrológicas, método del número de curva del SCS.

El número de curva, finalmente, es modulado en función de la pendiente, de acuerdo con la ecuación:

$$NC_{2,s} = NC_2 + \frac{NC_3 - NC_2}{3} \cdot [1 - 2 \cdot \exp(-0.1386 \cdot S)] \quad (ec. 3.31)$$

donde $NC_{2,s}$ indica el número de curva ajustado a la pendiente. NC_3 es el número de curva correspondiente a un suelo saturado (capacidad de campo):

$$NC_3 = NC_2 \cdot \exp[0.00673 \cdot (100 - CN_2)] \quad (ec. 3.32)$$

El efecto de la pendiente es importante para valores bajos de la misma (inferiores a 10°), pero a partir de dicho valor el número de curva se estabiliza rápidamente. La *Figura 3.26* muestra la variación en el número de curva promedio del bosque denso, en función de la pendiente. Se puede observar cómo para una pendiente del 5% (aprox. 3°) se obtiene el valor tabulado de $NC_2 = 30$.

La reclasificación del mapa de estados erosivos y su combinación con el mapa de pendientes permite obtener el mapa del número de curva promedio.

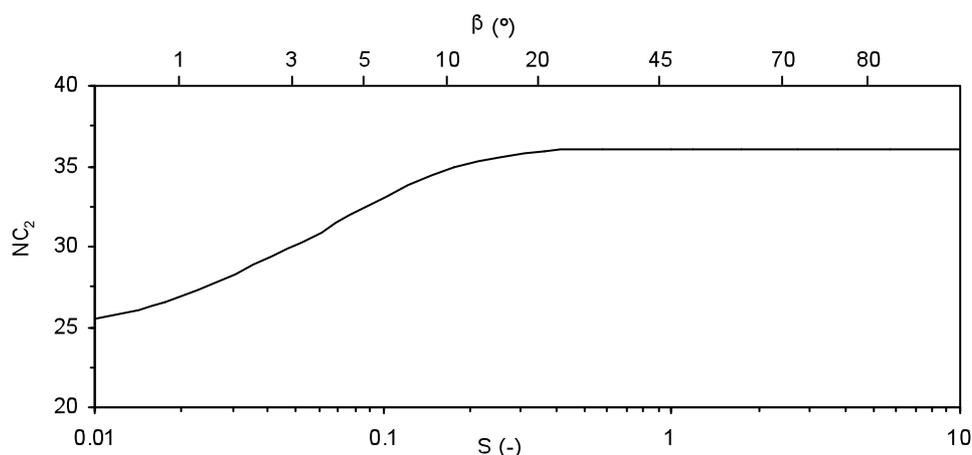


Figura 3.26. Variación del número de curva (NC2) en función de la pendiente, para una cubierta forestal.

Implementación del modelo de transporte de sedimento: gradiente de T

Una vez calculada la distribución espacial de la capacidad de transporte de sedimento, es posible estimar el potencial de erosión / sedimentación en un punto del paisaje mediante la tasa de cambio de la misma, $\nabla_x T$. Esta se puede aproximar mediante diferencias finitas, determinando para cada celda el caudal de sedimento que recibe de las celdas situadas por encima y comparando este valor con su capacidad para exportar dicho sedimento más el generado *in situ*. Para estimar el reparto de escorrentía se ha utilizado el algoritmo M8 (Freeman, 1991):

$$F_i = \frac{S_i^\rho}{\sum_{j=1}^8 S_j^\rho} \quad (\forall S_i > 0) \quad (ec. 3.33)$$

donde F_i es el flujo hacia la celda i (ver *Figura 3.22*) y S_i es la pendiente hacia dicha celda.

La expresión anterior permite incorporar la convergencia y divergencia del flujo de sedimento. Los valores negativos de $\nabla_x T$ indican un incremento en T , y por tanto

potencial erosivo en la celda; los valores positivos indican una disminución en T , implicando sedimentación de material.

4. RESULTADOS: CARACTERIZACIÓN DE LA EROSIÓN Y FUENTES DE SEDIMENTO EN LA CUENCA DEL EMBALSE DE YESA

4.1. Estados erosivos

La *Figura 4.1* muestra el mapa de estados erosivos de la cuenca del embalse de Yesa. El mapa permite conocer la localización de los distintos niveles de erosión en la cuenca alta del río Aragón, así como de la importancia relativa de los distintos niveles de erosión que se han definido en la leyenda. En la *Figura 4.2* y la *Tabla 4.1* se ofrece información sobre la superficie relativa ocupada por cada una de las categorías de la leyenda del mapa de estados erosivos.

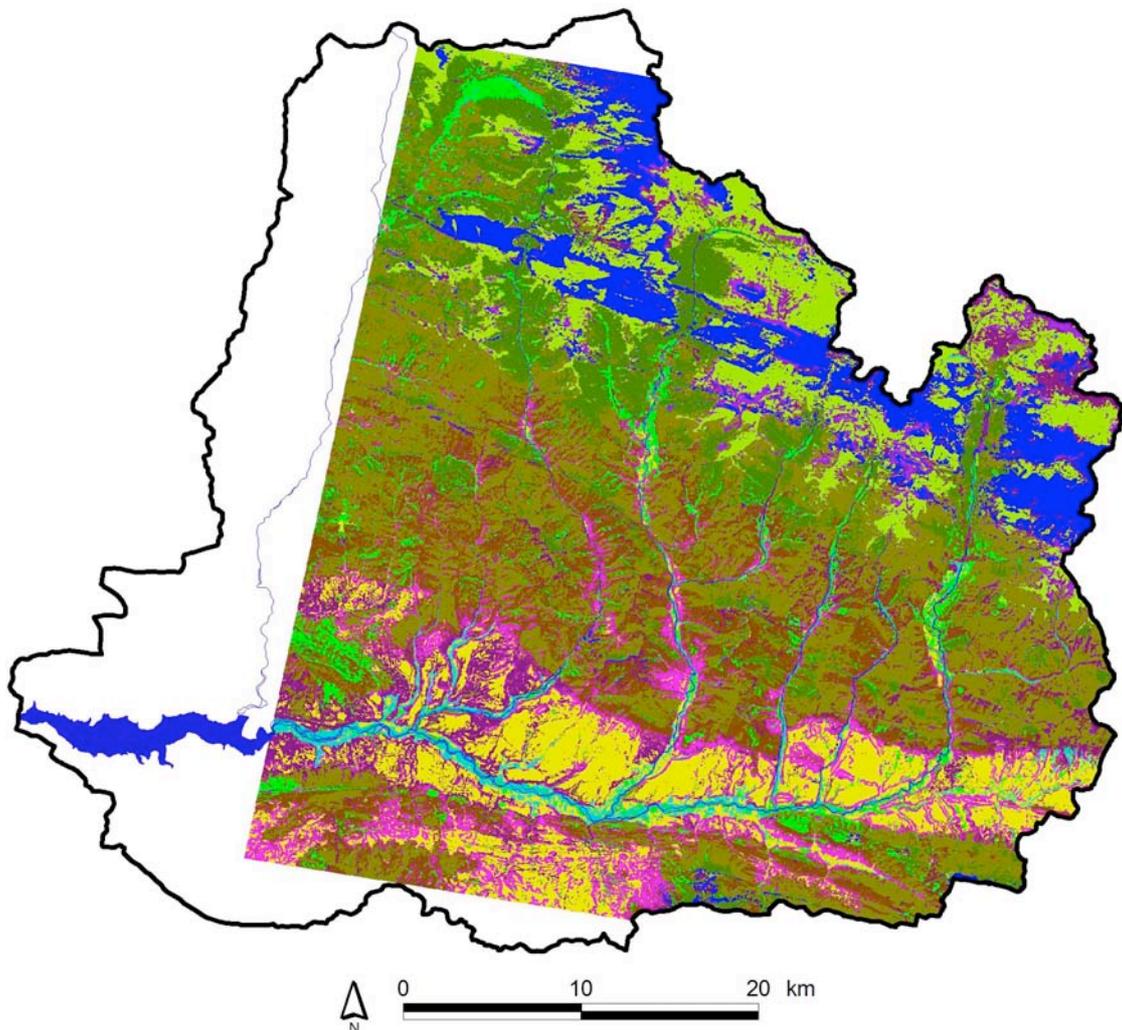


Figura 4.1. Mapa de estados erosivos de la cuenca del embalse de Yesa.

Como se puede comprobar, algo más de las tres cuartas partes del área de estudio (75.1%) han sido clasificadas como de erosión moderada a nula o moderada. Ello se debe a la existencia de una abundante cubierta vegetal que asegura la protección del suelo (64.8%), o bien a que se trata de terrenos cultivados de pendiente muy escasa, con

escasos problemas de pérdida de suelo por escorrentía (10.3%). Entre los bosques maduros predominan los pinares, si bien los caducifolios están también muy bien representados. Una importante extensión se encuentra también cubierta por matorrales densos o pastos de alta montaña.

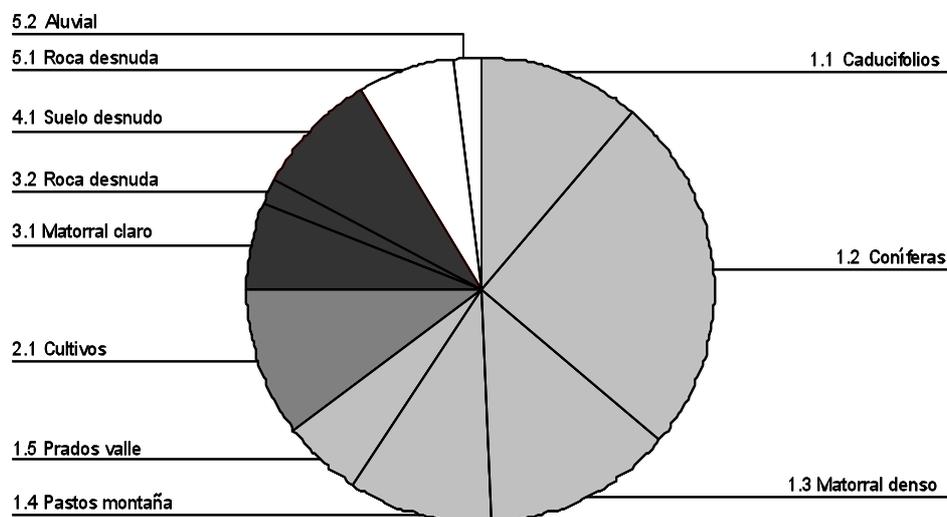


Figura 4.2. Distribución de las distintas categorías del mapa de estados erosivos en el conjunto del área de estudio.

Categoría	Porcentaje
1. Erosión nula o muy escasa	
1.1 Caducifolios	11.0%
1.2 Coníferas	25.0%
1.3 Matorral denso	13.2%
1.4 Pastos montaña	10.0%
1.5 Prados valle	5.5%
Total	64.8%
2. Erosión moderada	
2.1 Cultivos	10.3%
Total	10.3%
3. Erosión moderada a severa	
3.1 Matorral claro	5.9%
3.2 Roca dura alternante	1.7%
Total	7.6%
4. Erosión severa o muy severa	
4.1 Roca blanda o suelo desnudos	8.6%
Total	8.6%
5. Erosión nula o muy escasa	
5.1 Roca dura desnuda	6.7%
5.2 Depósitos aluviales	2.0%
Total	8.7%

Tabla 4.1. Fracción de la superficie ocupada por las distintas categorías del mapa de estados erosivos.

El resto del territorio (24.9%) presenta en cambio un grado de cobertura vegetal escaso o inexistente, apareciendo zonas calificadas como erosión moderada a severa (7.6%) o incluso muy severa (8.6%). Se trata fundamentalmente de áreas con una

cubierta muy clara de matorral, que no llega a proteger eficazmente de la erosión, o de áreas completamente desnudas sobre suelos o litologías blandas. También se incluyen en este grupo las áreas desprovistas de vegetación por tratarse de cantiles excesivamente escarpados (6.7%) o bien depósitos fluviales muy activos (2.0%), que presentan un grado de erosión muy moderado o nulo.

La lectura del mapa de estados erosivos muestra también una clara diferenciación entre las grandes unidades geoestructurales. Así, se diferencian muy bien las cinco unidades básicas de sur a norte:

- La Cuenca Molásica prepirenaica, con predominio de áreas boscosas y presencia de una depresión más arcillosa (Bailo) con campos de cultivo y matorrales.
- La Depresión Interior Altoaragonesa, con extensas superficies cultivadas y gran impronta de las áreas erosionadas.
- El Sector del Flysch, con alternancia de zonas forestales y de matorrales densos hasta 1600 m de altitud, y predominio de áreas boscosas (coníferas y pinos) y de pastos subalpinos por encima de ese umbral.
- Las Sierras Interiores, con extensas áreas de roca desnuda (escarpes, superficies kársticas, ambientes alpinos con escaso desarrollo de suelos y vegetación) y algunos pastos subalpinos, sustituidos hacia la cabecera del río Esca (valle del Roncal) por densos bosques.
- El Pirineo Axial, con pastos subalpinos y afloramientos muy erosionados.

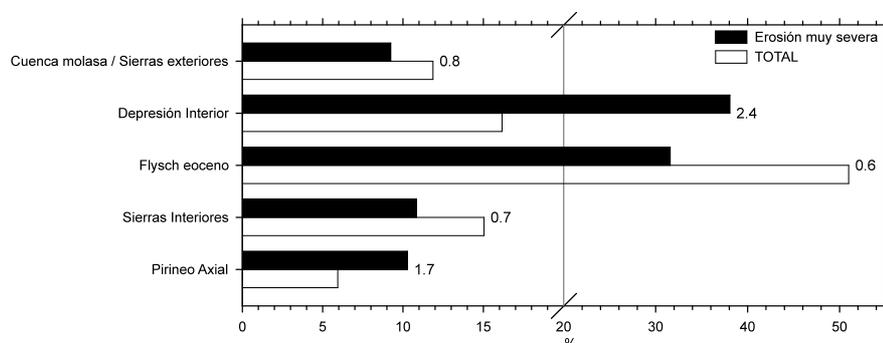


Figura 4.3. Reparto de las áreas de erosión muy severa entre las distintas unidades geoestructurales y paisajísticas. Los valores a la derecha de las barras son la razón entre la superficie de las áreas de erosión muy severa y la superficie total de la unidad.

Estas cinco unidades, bien diferenciadas paisajísticamente, presentan sistemas morfogénicos muy diferentes en función de las litologías predominantes, el relieve, y la distribución de la actividad humana y la vegetación natural en función de la altitud. En consecuencia, también se instalan procesos erosivos de intensidad y extensión muy variables. En la *Figura 4.3* se representa la importancia relativa de cada unidad con respecto al total de la superficie clasificada como sujeta a procesos de erosión muy severa, en porcentaje. Se puede ver que existe una gran disparidad entre las mismas: la Depresión Interior, por ejemplo, concentra casi el 38% de las áreas de erosión muy severa, seguida del Sector del Flysch eoceno, con el 30.5%, mientras que la Cuenca

Molásica, las Sierras Interiores o el Pirineo Axial apenas suponen cerca del 10% del total cada una.

Sin embargo, hay que tener en cuenta que las distintas unidades tienen tamaños muy diferentes. En la figura se ha añadido información acerca de la superficie total que ocupa cada unidad. El cociente entre ambas cantidades, también indicado en la figura, informa sobre la importancia relativa de cada unidad entre las áreas de erosión muy severa, o dicho de otro modo la 'propensión' de la unidad a desarrollar formas de erosión severa. Así, la importancia del Sector del Flysch Eoceno decrece hasta colocarse en último lugar, puesto que por su extensión cabría esperar una mayor superficie de erosión muy severa (ratio 0.6). La Cuenca Molásica y las Sierras Interiores, igualmente, tienen menor peso del que les correspondería por su superficie (ratio 0.8 y 0.7, respectivamente). La Depresión Interior y el Pirineo Axial, en cambio, presentan una superficie de erosión severa mucho mayor que la que les correspondería por su extensión, como atestiguan los ratios de 2.4 y 1.7, respectivamente.

La *Figura 4.4* ofrece la misma información, referida a las áreas de erosión moderada a severa. En términos absolutos, es de nuevo el Sector del Flysch Eoceno el que presenta una mayor superficie calificada como de erosión moderada a severa (41%), seguido por la Cuenca Molásica (25%) y la Depresión Interior (21%). Las Sierras Interiores y el Pirineo Axial, en cambio, apenas tienen representación. En términos relativos destaca la importancia de la Cuenca Molásica (ratio 2.2) y la Depresión Interior (ratio 1.4), seguidas del Sector del Flysch (ratio 0.8).

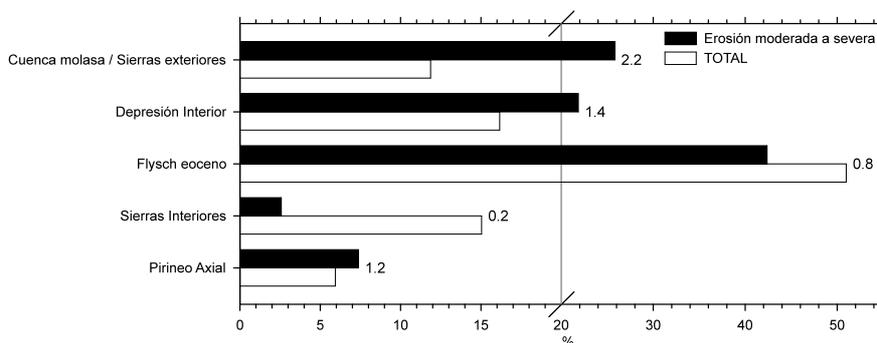


Figura 4.4. Reparto de las áreas de erosión moderada a severa entre las distintas unidades geoestructurales y paisajísticas.

El cruce de las cinco categorías de estados erosivos con el modelo digital del terreno permite llevar a cabo una caracterización morfológica de las áreas sujetas a los distintos niveles de erosión. Las figuras 4.5 y 4.6 muestran la distribución de frecuencias de la elevación y la pendiente para los distintos niveles de erosión. Se han incluido, a efectos comparativos, los histogramas correspondientes al área de estudio en su totalidad.

Las áreas bien vegetadas, clasificadas como de erosión muy moderada o nula (nivel 1) presentan una distribución de las altitudes muy similar a la del total del área de estudio, evidenciando un reparto homogéneo de la vegetación en las distintas unidades paisajísticas. El máximo del histograma se localiza alrededor de los 1000 m, coincidiendo con la elevación media de las sierras del Flysch, que como se ha dicho ocupa una fracción mayoritaria del espacio. El histograma de frecuencias de las

pendientes se corresponde casi de manera especular con la segunda mitad del histograma general. Faltan, en cambio, las pendientes menores de 10-12°, en las que se concentra la actividad agropecuaria.

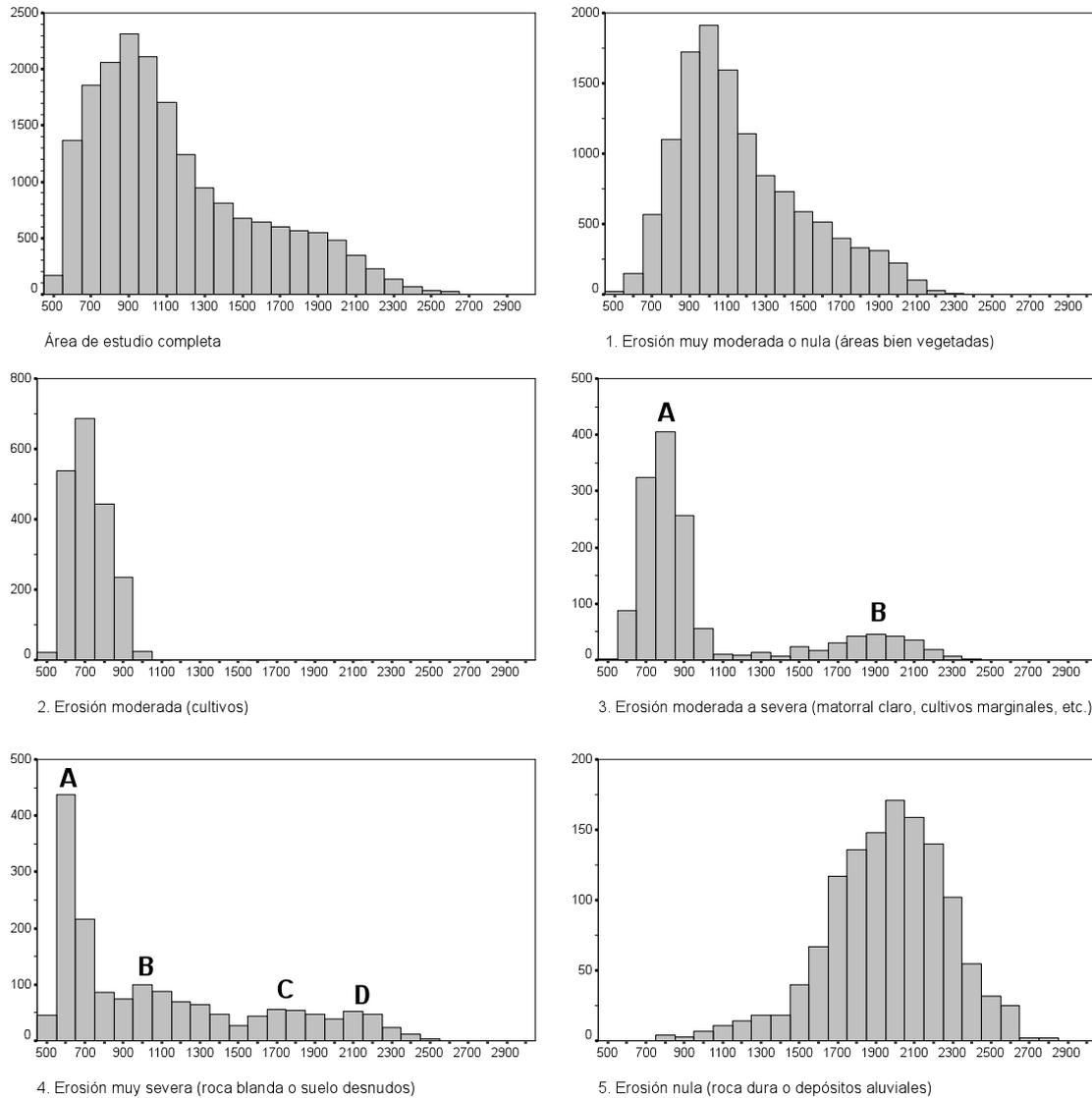


Figura 4.5. Distribución altitudinal (eje de abscisas, m) de los distintos niveles de erosión: histograma de frecuencias (nº de celdas).

El nivel de erosión 2 (erosión moderada), integrada exclusivamente por las áreas cultivadas, presenta en cambio una distribución de frecuencias concentrada entre los 600 y 900 m de altitud y con pendientes inferiores a 10°, reflejando el hecho ya conocido de la concentración de los campos de cultivo en los sectores de la Depresión Interior y la Cuenca Molásica.

La erosión moderada a severa (histograma nº 3) presenta también su máximo principal (A) entre 600 y 900 m de altitud y 10-20° de pendiente, correspondiendo a sectores de la Depresión Interior y la Cuenca Molásica. Sin embargo, el histograma presenta un máximo secundario (B) de cierta entidad entre 1700 y 2100 m y 31-33°, coincidiendo con las partes altas de las sierras del Flysch y las Sierras Interiores. Esta

bimodalidad tan acusada del histograma de frecuencias se debe a la integración en el nivel de erosión 3 de dos situaciones muy diferentes, como son las áreas de matorral claro y cultivos marginales, por un lado, y las áreas de erosión difusa sobre afloramientos de rocas duras alternantes, por otro. El máximo principal del histograma se debe, por supuesto, a la primera, mientras que el máximo secundario se explica por la segunda de las categorías.

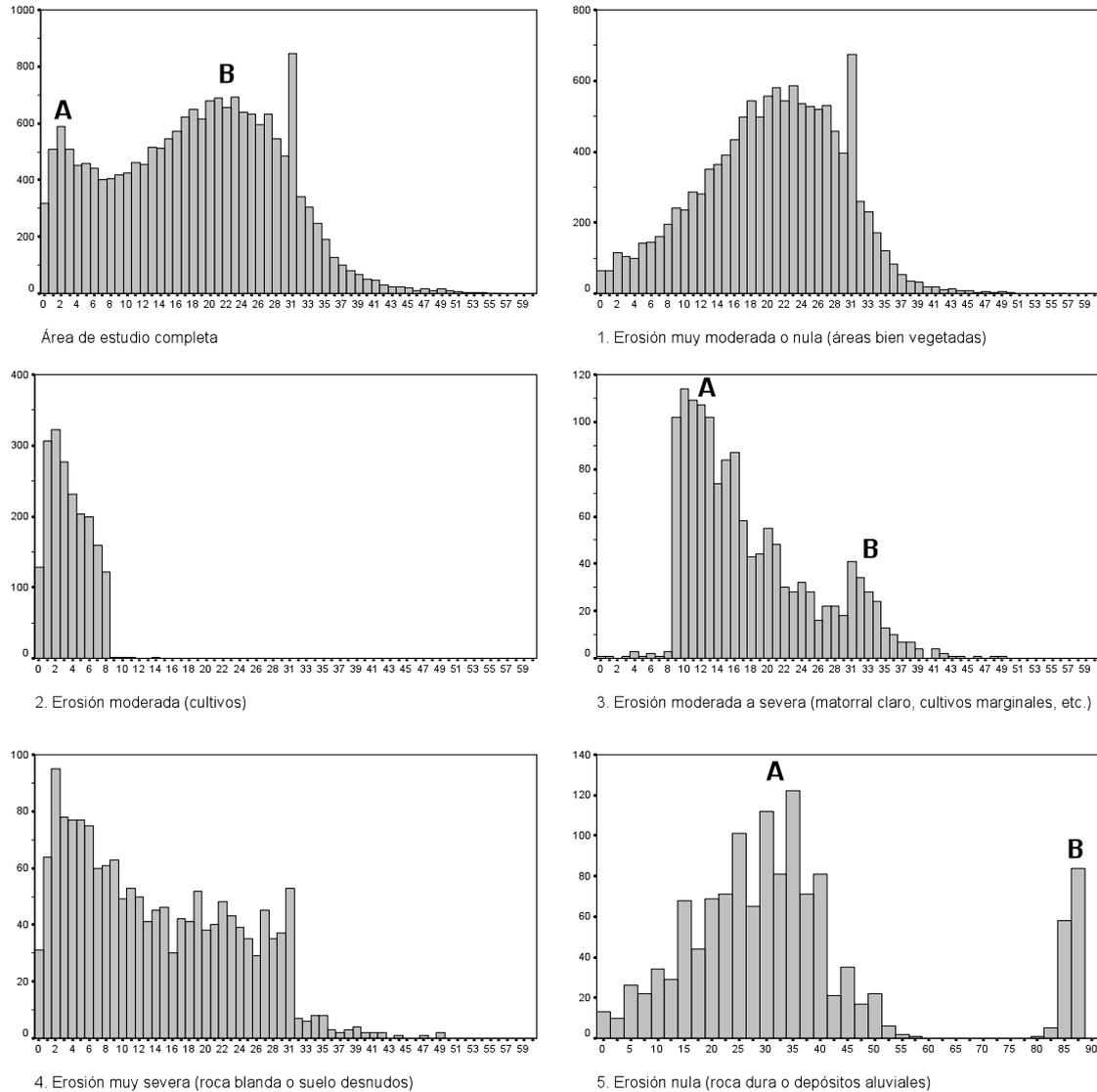


Figura 4.6. Histograma de frecuencias (n° de celdas) de la pendiente en los distintos niveles de erosión.

Una distribución altitudinal compleja presenta también el histograma n^o 4, correspondiente a las áreas calificadas como de erosión muy severa. Como se ha podido comprobar en la Figura 4.1, la distribución de las áreas de erosión severa es muy errática, apareciendo distribuida a lo largo de todos los ámbitos geoestructurales y paisajísticos. Por ello su distribución altitudinal presenta varios máximos locales, de diferente importancia. El máximo principal (A) se localiza de manera muy concreta

alrededor de 600 m, coincidiendo con la de los afloramientos de las margas azules de la formación Pamplona, en el sector de la Depresión Interior, que presentan amplias superficies acarcavadas. Un máximo secundario entre 900 y 1300 m (B), se corresponde casi en su totalidad con los relieves del Flysch, donde como se ha visto la erosión se reparte en pequeñas manchas a lo largo de las vertientes. Un tercer máximo (C), entre 1700 y 1900 m, se corresponde con la zona de contacto entre el Flysch Eoceno y las Sierras Interiores, donde se instalan importantes cabeceras activas de barrancos. Por fin un último máximo (D), situado a unos 2100 m, refleja la presencia de importantes superficies erosionadas relacionadas con afloramientos de escasa resistencia en el área de las Sierras Interiores y el Pirineo Axial. La amplia distribución espacial de esta categoría de erosión explica que el histograma de frecuencias de la pendiente se extienda desde las pendientes más bajas hasta valores de unos 30°, sin que existan máximos verdaderamente importantes aparte de una mayor concentración por debajo de 10° de pendiente.

Finalmente, la distribución del nivel de erosión 5 (erosión nula o muy moderada por afloramiento de rocas duras desnudas o depósitos fluviales activos) aparece muy concentrada entre 1700 y 2300 m de altitud y con pendientes muy fuertes en torno a 35°, coincidiendo con los cantiles rocosos presentes en los fuertes relieves de las Sierras Interiores. La distribución de frecuencias de la pendiente alcanza incluso un máximo secundario notable entre los 85 y 87°, reflejando la existencia de paredes verticales.

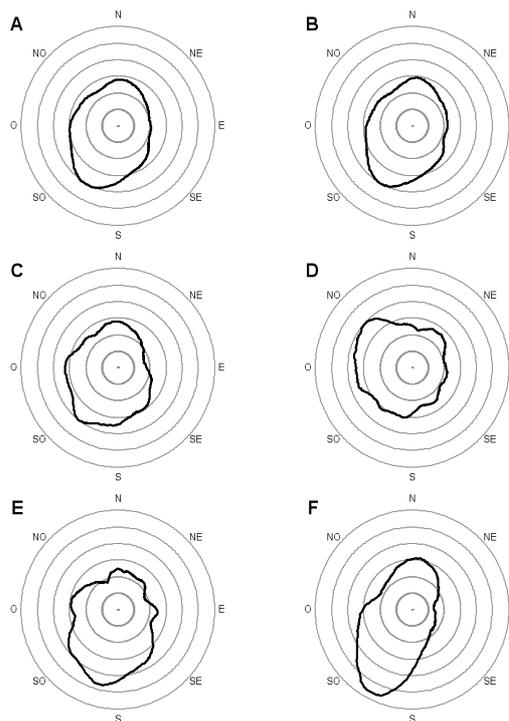


Figura 4.7. Orientación de la ladera por niveles de erosión. A: toda el área de estudio; B: erosión muy moderada (áreas bien vegetadas); C: erosión moderada (cultivos); D: erosión moderada a severa (matorral claro, cultivos marginales); E: erosión muy severa (roca blanda o suelo desnudos); F: erosión nula (roca dura o depósitos aluviales)

En cuanto a la orientación de las laderas, también se encuentran diferencias entre las distintas categorías de erosión (*Figura 4.7*). Se observa en general un marcado sesgo

de la orientación hacia las exposiciones solanas, con máximos correspondiendo con la orientación SSO y mínimos al NNE. Esta distribución es más clara en el caso de las áreas de erosión nula, donde estas orientaciones alcanzan los valores del 58 y el 25%, respectivamente. Este hecho se explica por el hecho de que la gran parte de los relieves de las Sierras Interiores, donde se concentra esta categoría de erosión, siguen un marcado rumbo NNO-SSE. El resto de niveles de erosión muestran la misma tendencia, aunque menos marcada. Los niveles de erosión 1 y 2 (erosión nula o muy escasa y erosión muy moderada), además, muestran un mayor equilibrio entre las exposiciones solanas y umbrías. La distribución más anómala es la de la erosión moderada a severa, que presenta su máximo valor en el NO.

Las distintas categorías de estados erosivos, pues, muestran un claro reparto en función del relieve. A esta regla sólo se escapan las áreas de erosión muy severa, cuya presencia es constante a lo largo del rango de altitudes. Este hecho refuerza la hipótesis de la gran diversidad de los procesos que generan dichas áreas, así como de los ambientes en los que se manifiestan.

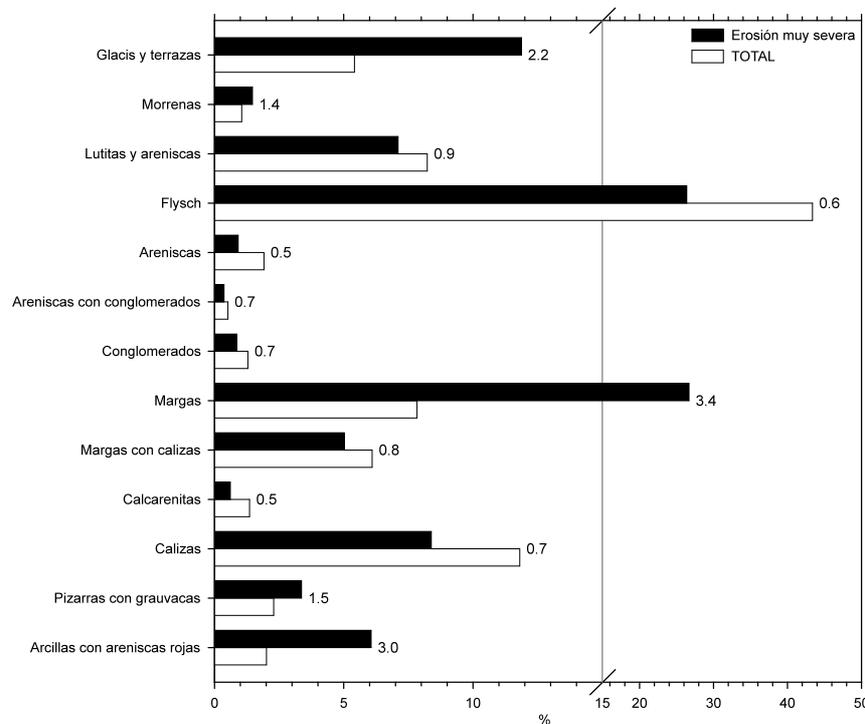


Figura 4.8. Distribución de las áreas de erosión muy severa entre las distintas litologías. Los valores a la derecha de las barras son el cociente entre la superficie relativa entre las áreas de erosión muy severa y la superficie relativa total de la litología.

El cruce entre el mapa de estados erosivos y el mapa litológico permite estudiar la influencia del tipo de roca en la instalación de procesos erosivos. En la *Figura 4.8* se muestra la importancia relativa (en %) de las áreas de erosión muy severa en las distintas litologías. Destaca sobre todo el gran peso absoluto del Flysch Eoceno (26.4% de las áreas de erosión muy severa) y de las margas (26.7%). La comparación entre estos valores y la superficie total ocupada por cada litología permite conocer la

susceptibilidad frente a los procesos erosivos de las distintas litologías. En la *Figura 4.8* se ha representado la superficie total correspondiente a cada litología mediante una barra blanca. Igualmente se muestra el cociente entre la superficie relativa de las áreas erosionadas y la superficie relativa de los distintos afloramientos. El papel relativo del flysch pasa a ser de los menos importantes (ratio 0.6), junto con las litologías duras como las areniscas (0.6), las areniscas con conglomerados y los conglomerados (0.7) las calcarenitas (0.5) o las calizas (0.7). Las margas, en cambio, alcanzan un papel totalmente preponderante (ratio 3.4), junto con las arcillas y areniscas rojas del Pérmico (3.0). También los glacis y terrazas cuaternarios muestran una mayor importancia entre las áreas de erosión muy severa de la que les correspondería por su extensión, con un ratio de 2.2. Este resultado se contradice con el modelo paisajístico erosivo expuesto hasta ahora, según el cual sobre los glacis se instalan campos de cultivo calificados como de erosión moderada. Esta discrepancia entre los datos y la observación no puede explicarse como un error de clasificación, pues no se ha observado que grandes áreas pertenecientes a glacis y terrazas hayan sido clasificadas como de erosión severa. Más bien parece tratarse de un problema de definición de los límites entre los glacis y terrazas y las margas muy erosionadas (error de borde), que son muy bruscos e irregulares, lo que dificulta su cartografía a la escala del análisis realizado.

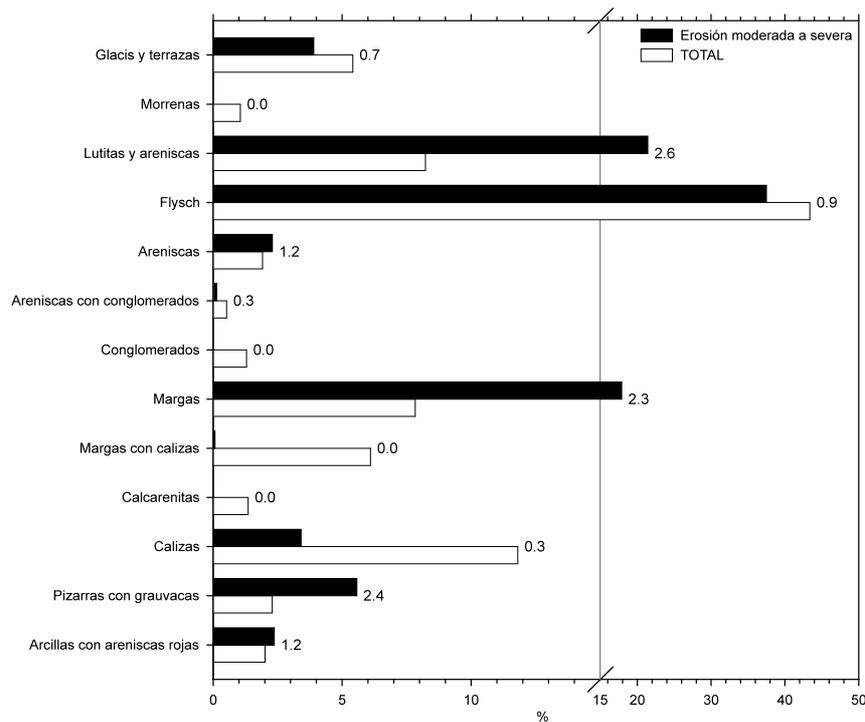


Figura 4.9. Distribución de las áreas de erosión moderada a severa entre las distintas litologías. Los valores a la derecha de las barras son el cociente entre la superficie de las áreas de erosión moderada a severa y la superficie total ocupada por cada litología.

Un análisis análogo, referido a las áreas de erosión moderada a severa, se muestra en la *Figura 4.9*. Dicha calificación, como se recordará, se corresponde con las zonas de matorral claro (normalmente debido al sobrepastoreo), cultivos marginales en áreas de excesiva pendiente, y afloramientos desnudos de rocas duras en capas finas alternantes

(flysch calcáreo, sobre todo). Aunque las margas continúan teniendo protagonismo, tanto en términos absolutos (17.9%) como en términos relativos (ratio 2.3), otras litologías presentan igual o mayor susceptibilidad. Así sucede con las lutitas y areniscas (Cuenca Molásica), que acogen el 21.4% de las áreas de erosión moderada a severa y presentan un ratio de 2.6, reflejando la importancia en dicho sector de las actividades agropecuarias, así como la presencia de abundantes cultivos en zonas periféricas, con pendientes superiores a 8°. La importancia relativa del flysch también ha aumentado mucho con respecto al caso anterior (ratio 0.9), lo que se explica tanto por la tradición ganadera y el cultivo en laderas pendientes, ya abandonadas, como por la existencia de cabeceras activas de barranco en la parte más alta del flysch, donde éste presenta su facies más resistente. Otras litologías que presentan una importancia relativa elevada son las pizarras con grauvacas en facies turbidítica (Culm) y las arcillas y areniscas rojas del Pérmico.

4.2. Potencial de erosión / sedimentación

En la *Figura 4.10* puede verse el mapa del potencial de erosión / sedimentación, $\nabla_x T$.

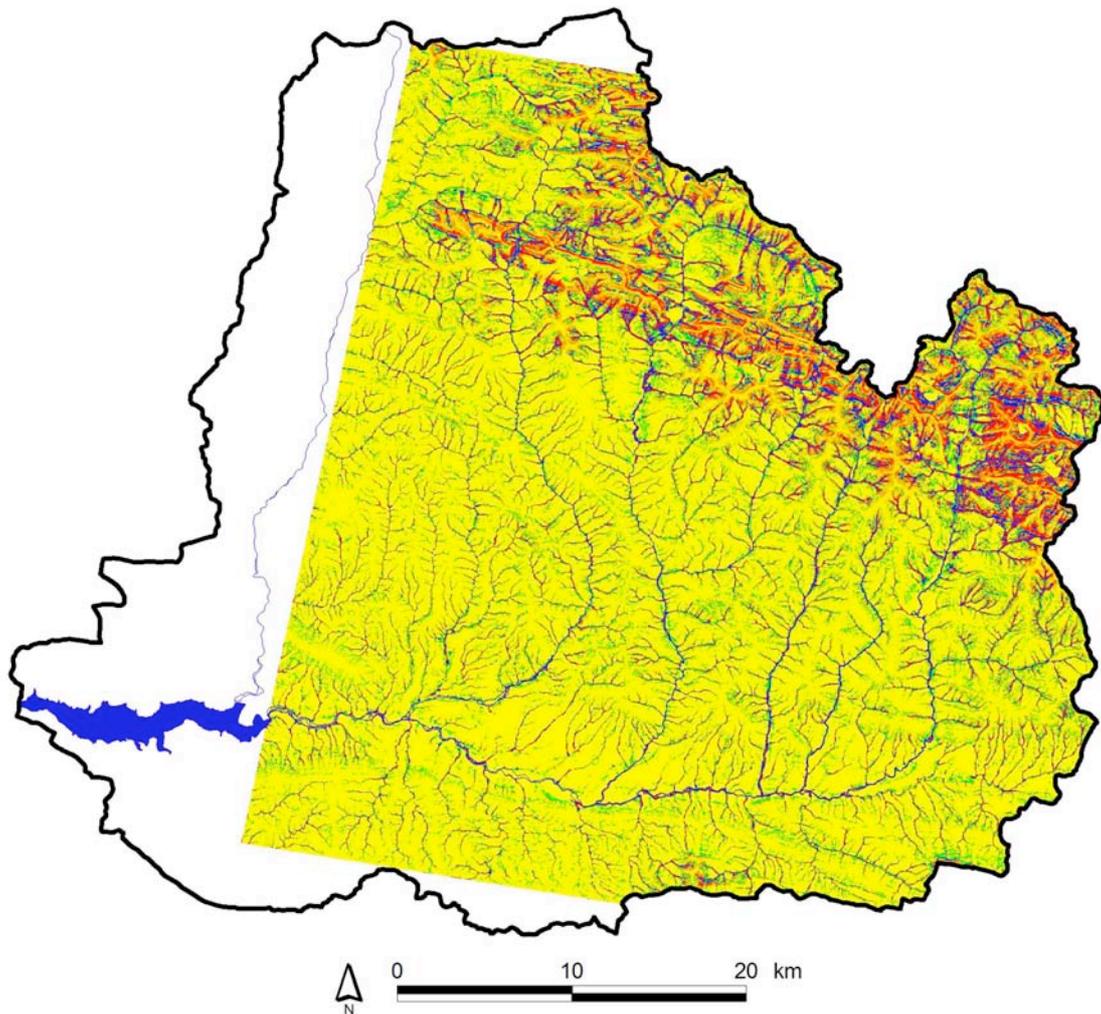


Figura 4.10. Mapa del potencial de erosión/sedimentación.

Destaca en una primera lectura el predominio de valores negativos, si bien muy moderados, constatando el principio geomorfológico fundamental que establece la tendencia a la erosión de cualquier relieve. Si atendemos a las diferencias espaciales del índice $\nabla_x T$, se aprecia que los valores más bajos (potencial erosivo) se alcanzan en las Sierras Interiores y en el Pirineo Axial, coincidiendo con los relieves más enérgicos del área de estudio. En concreto, destacan los escarpes de las Sierras Interiores (macizos de Collarada, Aspe, Bisaurín-Peña Forca, Alanos y Larra, y cabecera del valle de Acherito) y algunas cabeceras de barranco de fuerte pendiente sobre los afloramientos paleozoicos menos resistentes. En el resto de la cuenca de Yesa las áreas de elevado potencial erosivo aparecen como manchas más reducidas y discontinuas, a lo largo de los torrentes o, en la parte septentrional de las sierras del flysch, en las cabeceras activas de los barrancos. Los escarpes de San Juan de la Peña y Oroel, en las molasas prepirenaicas, aparecen caracterizadas de forma muy similar a los escarpes de las Sierras Interiores.

Los valores positivos del índice $\nabla_x T$, indicando propensión a la acumulación de sedimento, sólo se encuentran en zonas donde ocurre un cambio de pendiente importante, generalmente al pie de las vertientes, o bien donde se produce la divergencia de los flujos de escorrentía, mostrando una gran dispersión en manchas muy pequeñas repartidas por toda el área de estudio. Las áreas de acumulación aparecen sobre todo en las partes bajas de los valles, junto a los cauces, donde las laderas tienden a adoptar perfiles cóncavos y pendientes más suaves, o incluso enlazan con rellanos topográficos correspondientes a terrazas o a la misma llanura aluvial. También aparecen manchas de valores positivos del índice ligadas a los conos de deyección, como se observa por ejemplo en varios afluentes del curso bajo del río Aragón Subordán. Otras áreas de acumulación potencial de sedimento se localizan cerca de las divisorias del Sector del Flysch, coincidiendo con rellanos antiguos (por ejemplo al sur del curso bajo del río Osia, en el valle de Aragüés), o en torno a las divisorias de los cursos medios del Veral, del Aragón Subordán o del río Majones. También aparecen áreas de acumulación potencial, aunque de tamaño muy reducido, en las molasas prepirenaicas, en pequeños valles subsecuentes al pie de los frentes de cuesta, y en pequeñas depresiones margosas.

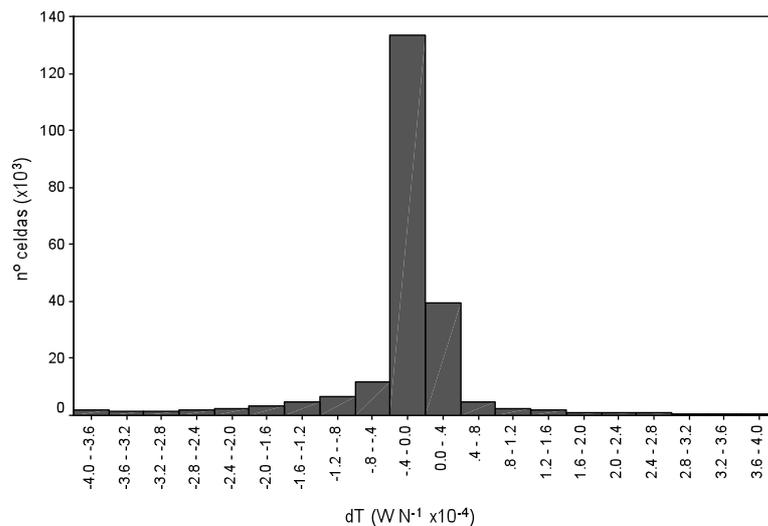


Figura 4.11. Histograma de frecuencias del potencial de erosión / sedimentación en el área de estudio.

En la *Figura 4.11* se muestra el histograma de frecuencias del índice $\nabla_x T$. Presenta una distribución marcadamente asimétrica, con la moda situada en el intervalo entre 0 y -0.00004 (-). La frecuencia decrece rápidamente en los valores alejados del promedio, con colas muy prolongadas a ambos lados.

Categorías del mapa de estados erosivos	Mediana*	Amplitud intercuartil*	Media	Desviación típica	Asimetría	Curtosis
1. Erosión nula o muy moderada						
1.1. Caducifolios	-0.01	0.10	0.13	1.41	0.55	7.58
1.2. Coníferas	-0.03	0.08	0.04	1.17	0.69	12.70
1.3. Matorral denso (>50%)	-0.02	0.05	-0.02	0.78	0.40	31.06
1.4. Pastos subalpinos y alpinos	-0.19	0.61	-0.24	2.04	0.18	2.09
1.5. Prados de fondo de valle	-0.04	0.26	-0.37	1.94	-0.37	2.73
2. Erosión moderada						
2.1. Cultivos, pend. <8°	-0.01	0.03	-0.02	1.16	-0.11	13.58
3. Erosión moderada a severa						
3.1. Matorral claro (10-50%)	-0.08	0.14	-0.13	0.76	-0.92	30.37
3.2. Roca desnuda, dura alternante	-1.07	1.63	-1.28	2.01	0.45	1.87
4. Erosión severa a muy severa						
4.1. Suelo desnudo, o roca blanda	-0.22	0.87	-0.67	1.87	-0.21	2.67
5. Erosión nula						
5.1. Roca desnuda dura y masiva	-1.53	2.67	-1.57	2.41	0.76	0.89
5.2. Depósitos aluviales de fondo de valle	0.00	0.13	-0.27	2.23	-0.23	1.58
TOTAL	-0.29	0.60	-0.40	1.62	0.11	9.74

(* valores $\times 10^{-4}$)

Tabla 4.2. Potencial de erosión / deposición por categorías del mapa de estados erosivos: estadísticos descriptivos.

La *Tabla 4.2* muestra varios estadísticos del índice $\nabla_x T$, desglosados en función de las categorías del mapa de estados erosivos. Como valores de centralidad y dispersión resulta más conveniente utilizar la mediana y la amplitud intercuartil, ya que al ser estadísticos no paramétricos se ven menos afectados por el sesgo que presenta la distribución del índice. Se puede comprobar cómo los valores medianos son en todos los casos (salvo en los depósitos aluviales) negativos. El valor es muy próximo a cero para casi todas las categorías de vegetación densa (bosques, matorral denso, prados de fondo de valle), así como en los cultivos en zonas de escasa pendiente y las áreas de matorral claro. Entre las superficies vegetadas destaca el bajo valor mediano de los pastos alpinos (-0.19), muy próximo al de las áreas de suelo desnudo severamente erosionadas (-0.22), lo que refuerza la hipótesis del papel protector del suelo de esta formación vegetal, ya que a pesar de presentar un alto potencial erosivo no se observan formas de erosión por arroyada severas. Los valores más bajos los obtienen, como es de esperar, los afloramientos de roca desnuda.

Similar información sobre la distribución del índice neto de erosión se muestra en la *Figura 4.12* mediante diagramas de cajas. Las diferentes formas de vegetación (bosques, matorral denso y matorral claro) presentan una distribución similar del índice, con escasa variación y valores centrados en torno a cero. Los pastos alpinos y los prados muestran una mayor variabilidad, destacando además los primeros por presentar el valor mediano bastante por debajo de cero, indicando un predominio de condiciones favorables a la erosión. La misma situación se observa, mucho más marcada, en las áreas de erosión severa sobre suelo desnudo o litologías blandas (4.1). Finalmente, las

áreas de roca dura desnuda (3.2 y 5.1) destacan por presentar valores negativos en más del 75% de las celdas.

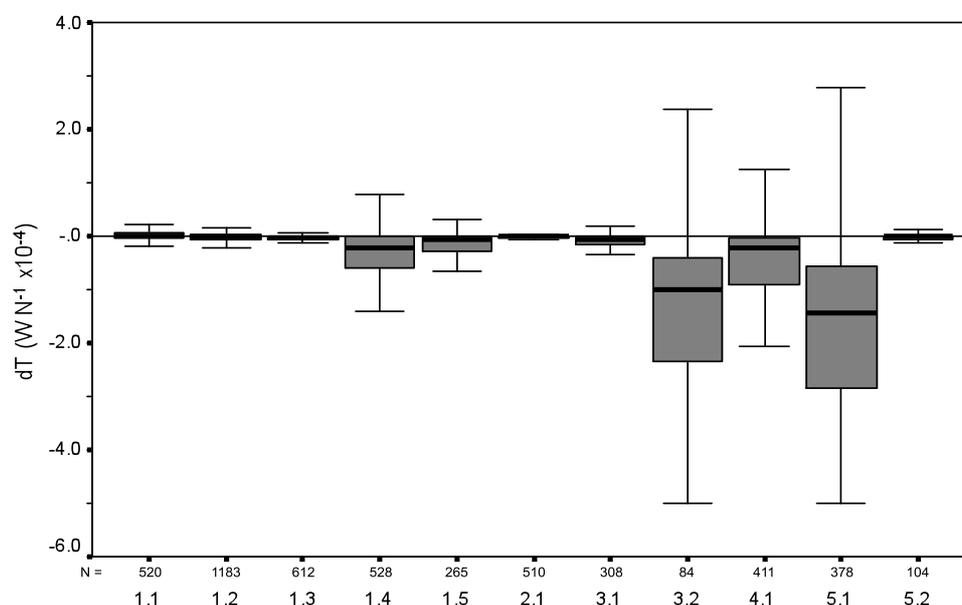


Figura 4.12. Potencial de erosión/sedimentación por categorías del mapa de estados erosivos: diagrama de cajas. Categorías: 1.1, caducifolios; 1.2, coníferas; 1.3, matorral denso; 1.4, pastos alpinos; 1.5, prados de fondo de valle; 2.1, cultivos; 3.1, matorral claro; 3.2, roca desnuda, dura alternante; 4.1, suelo desnudo o roca blanda; 5.1, roca desnuda, dura; 5.2, depósitos aluviales.

La comparación entre las distintas categorías se ha llevado a cabo mediante un análisis de varianza (Tabla 4.3). Ante la desigualdad de las varianzas observada en el diagrama de cajas, confirmada por el test de Levene (significativo a $\alpha = 0.01$), se ha utilizado una prueba *post-hoc* no paramétrica (estadístico T_2 de Tamhane) para comparar las medias entre pares de categorías. El test se ha aplicado a una muestra aleatoria comprendiendo aproximadamente el 0.5% de las celdas totales. Las categorías de erosión nula a moderada (grupos 1 y 2) no resultan en general significativamente diferentes en cuanto al índice $\nabla_x T$. Dentro de este grupo, los casos más extremos los constituyen los bosques densos (1.1 y 1.2), cuyo valor medio es positivo, y los pastos alpinos y prados de fondo de valle (1.4 y 1.5), con promedios negativos. Estos dos subgrupos de categorías sí presentan diferencias significativas, aunque no con el resto de categorías de los grupos 1 y 2. El matorral claro (3.1) tampoco presenta diferencias significativas con las categorías anteriores. Las categorías de suelo y roca desnudos (3.2, 4.1 y 5.1) presentan en conjunto diferencias significativas con las categorías de mayor cubrimiento vegetal.

En definitiva, se puede comprobar cómo el índice $\nabla_x T$ ofrece un buen diagnóstico de la potencialidad morfodinámica de los distintos ambientes de la cuenca de Yesa. Así, las áreas con vegetación densa como los bosques de caducifolios y coníferas, o las áreas de matorral denso muestran un potencial morfodinámico en general escaso, con valores bajos y centrados en torno a cero, a pesar de que la pendiente puede alcanzar valores

elevados en estas formaciones. Sin embargo, la baja producción de escorrentía puntual y la mayor rugosidad superficial explican esta situación. Similar distribución del índice presentan las áreas de cultivo, en este caso debido a la escasa pendiente.

	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	2.1	3.1	3.2	4.1	5.1	5.2
1.1		-0.023	0.102	0.305	0.461	0.142	0.142	1.269	0.669	1.633	0.637
1.2	0.023		0.126	0.329	0.484	0.165	0.166	1.292	0.693	1.657	0.660
1.3	-0.102	-0.126		0.203	0.359	0.039	0.040	1.167	0.567	1.531	0.535
1.4	-0.305	-0.329	-0.203		0.156	-0.164	-0.163	0.964	0.364	1.328	0.332
1.5	-0.461	-0.484	-0.359	-0.156		-0.319	-0.319	0.808	0.209	1.172	0.176
2.1	-0.142	-0.165	-0.039	0.164	0.319		0.001	1.127	0.528	1.492	0.495
3.1	-0.142	-0.166	-0.040	0.163	0.319	-0.001		1.127	0.527	1.491	0.495
3.2	-1.269	-1.292	-1.167	-0.964	-0.808	-1.127	-1.127		-0.599	0.364	-0.632
4.1	-0.669	-0.693	-0.567	-0.364	-0.209	-0.528	-0.527	0.599		0.964	-0.033
5.1	-1.633	-1.657	-1.531	-1.328	-1.172	-1.492	-1.491	-0.364	-0.964		-0.996
5.2	-0.637	-0.660	-0.535	-0.332	-0.176	-0.495	-0.495	0.632	0.033	0.996	

(* valores $\times 10^{-4}$)

Tabla 4.3. Diferencias entre medias (ANOVA). Prueba post hoc: estadístico T2 de Tamhane. Las diferencias significativas se han señalado en letra cursiva negrita. Categorías: 1.1, caducifolios; 1.2, coníferas; 1.3, matorral denso; 1.4, pastos alpinos; 1.5, prados de fondo de valle; 2.1, cultivos; 3.1, matorral claro; 3.2, roca desnuda, dura alternante; 4.1, suelo desnudo o roca blanda; 5.1, roca desnuda, dura; 5.2, depósitos aluviales

Las áreas de matorral aclarado y de prados de valle muestran un mayor potencial morfodinámico, con una distribución de $\nabla_x T$ sesgada hacia valores negativos, aunque con valores moderados. Mayor grado de erosión potencial presentan los pastos alpinos, cuya distribución de $\nabla_x T$ se aproxima incluso a la del suelo desnudo. Aunque el cinturón de pastos alpinos presenta algunas áreas de erosión importantes, ligadas a las fuertes pendientes y a la aparición de formas de erosión en regueros o a la instalación de cabeceras de barrancos, el tapiz herbáceo confiere al suelo una eficaz resistencia frente a la erosión laminar (García Ruiz y Del Barrio, 1990), por lo que la erosión efectiva no es muy elevada. Sin embargo, la existencia de un elevado potencial erosivo en esta área merece especial atención, pues indica una elevada susceptibilidad o fragilidad de la misma, por lo que pequeños cambios pueden desencadenar procesos de erosión de forma muy rápida.

Las áreas de roca desnuda (categorías 3.2 y 5.1) muestran los valores más bajos del índice, con gran parte de la distribución con valores negativos. Se trata de áreas de relieve muy acusado, donde el elevado potencial morfodinámico explica la ausencia de suelo y de vegetación.

Como se acaba de ver, el índice $\nabla_x T$ es capaz de expresar el potencial de erosión / sedimentación en un punto del paisaje. La existencia de valores negativos en un punto del paisaje es indicativa de tendencia a la erosión, aunque la existencia o no final de erosión acelerada depende también de otros factores, como la protección frente a la erosión proporcionada por la cubierta vegetal. Como se ha visto en el capítulo anterior, la resistencia a la erosión se puede incorporar en el modelo mediante la tensión de cizalla crítica, τ_0 . En la ecuación 4.23 el factor multiplicativo $\left(1 - \frac{\tau_0}{\tau_c}\right)$ representa la

fracción de la energía disponible para el transporte de sedimento. Cuando τ_c es muy alto con respecto a τ_0 , el valor del factor multiplicativo se aproxima a la unidad. Por el contrario, cuando τ_0 es mayor que τ_c , la energía de la escorrentía no es capaz de arrancar partículas de la superficie, no produciéndose erosión.

Si bien τ_c puede ser estimado de manera similar a la potencia hidráulica de la escorrentía, la tensión crítica τ_0 depende de cada cubierta y tipo de suelo, y resulta mucho más difícil de estimar. A modo de ejemplo, Dietrich *et al.* (1992) citan algunos valores críticos de τ_0 obtenidos empíricamente. Estos autores observan que caudales de escorrentía con valores de τ_0 superiores a 100 Pa no son capaces de causar erosión sobre un suelo con una cubierta densa de herbáceas. En cambio, encuentran que valores de τ_0 entre 25 y 50 Pa son suficientes para causar incisión sobre suelos desnudos. Estos últimos valores son posibles para eventos de recurrencia anual o bianual (alrededor de $50 \text{ l m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), mientras que para alcanzar los primeros sería necesaria una acumulación de escorrentía muy poco probable para un flujo laminar (unos $1500 \text{ l m}^{-2} \text{ día}^{-1}$).

Estos resultados apoyan la idea de que la erosión está limitada por la capacidad de transporte en las zonas de suelo o roca blanda desnudos, por lo que el índice $\nabla_x T$ puede utilizarse para predecir la existencia de zonas de erosión y sedimentación, y para evaluar la conectividad entre las zonas de producción de sedimento (zonas afectadas por erosión moderada y severa) y la red fluvial. Donde el suelo se encuentre bien protegido por la vegetación, en cambio, el modelo no puede aplicarse directamente, y el índice de erosión / sedimentación se debe considerar como un valor potencial. Un cambio en las condiciones existentes, sin embargo, puede conducir a un descenso del valor crítico τ_0 , resultando en una posible activación de procesos erosivos. Por este motivo, la distribución del índice $\nabla_x T$ tiene también una aplicación diagnóstica en dichas zonas.

4.3. Grandes unidades geoestructurales

A continuación se realiza un análisis más detallado del mapa de estados erosivos y la accesibilidad de los sedimentos en las diferentes unidades geoestructurales y paisajísticas en que se ha dividido la cuenca del embalse de Yesa.

Caracterización de la erosión y fuentes de sedimento en la Cuenca Molásica prepirenaica

Como se ha dicho anteriormente, la Cuenca Molásica está compuesta geológicamente por series de lutitas y areniscas y conglomerados en los relieves de San Juan de la Peña y Peña Oroel. Se trata de un espacio complejo, con amplios sectores forestados formando bosques jóvenes de densidad variable, en muchos casos resultado de repoblaciones de los años 50 y 60 del pasado siglo (García Ruiz, 1976). Reversos y frentes de cuesta son las geoformas donde tienden a localizarse los bosques, junto con algunos rellanos que fueron cultivados y luego abandonados. En los afloramientos lutíticos, en cambio, se han desarrollado depresiones subsecuentes, en general de escasa continuidad, donde se ubican campos de cultivo de contornos irregulares. Formaciones más o menos densas de matorral aparecen en antiguas parcelas y, de manera poco ordenada, en los relieves estructurales, reflejando antiguas áreas cultivadas en topografía accidentada y sectores sujetos a incendios periódicos. En la *Figura 4.13* se muestra gráficamente el reparto de las distintas categorías del mapa de estados erosivos en este sector; los valores concretos se pueden consultar en la *Tabla 4.4*.

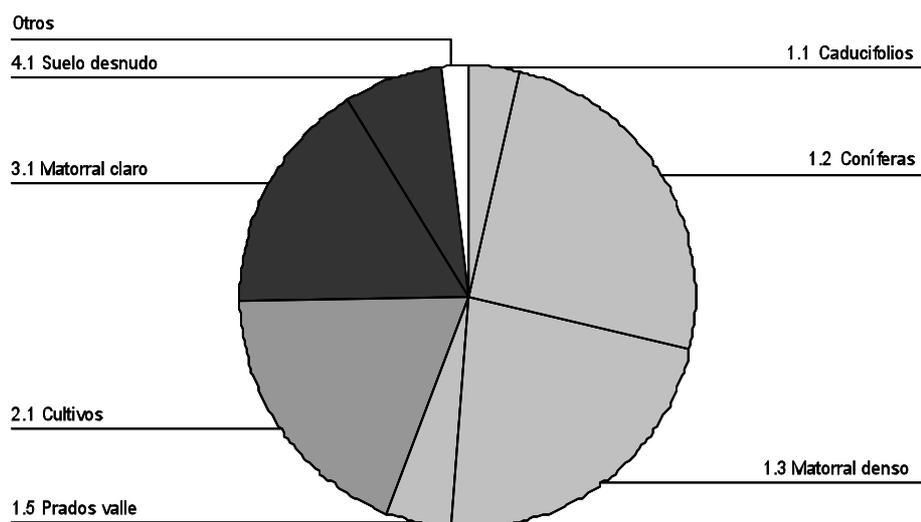


Figura 4.13. Distribución de las categorías del mapa de estados erosivos en la Cuenca Molásica.

Categoría	Porcentaje
1. Erosión nula o muy escasa	
1.1 Caducifolios	3.7%
1.2 Coníferas	25.0%
1.3 Matorral denso	22.4%
1.4 Pastos montaña	0.4%
1.5 Prados valle	4.7%
Total	56.3%
2. Erosión moderada	
2.1 Cultivos	19.0%
Total	19.0%
3. Erosión moderada a severa	
3.1 Matorral claro	16.5%
3.2 Roca dura alternante	0.0%
Total	16.5%
4. Erosión severa o muy severa	
4.1 Roca blanda o suelo desnudos	6.7%
Total	6.7%
5. Erosión nula o muy escasa	
5.1 Roca dura desnuda	1.3%
5.2 Depósitos aluviales	0.3%
Total	1.6%

Tabla 4.4. Fracción de la superficie ocupada por las distintas categorías de erosión en la Cuenca Molásica pirenaica.

Aunque la superficie cubierta por bosque o matorral denso sigue siendo muy extensa en este sector (56.3%), su importancia relativa es algo menor que en el conjunto del área de estudio (Figura 4.1). Tampoco el reparto de caducifolios y coníferas es igual, pues en la Cuenca Molásica se observa un predominio muy claro de estas últimas en detrimento de las primeras, debido a la importancia de las repoblaciones forestales. También las áreas de matorral denso son más abundantes que en el conjunto del área de estudio. La superficie relativa ocupada por cultivos y matorral claro es en cambio superior al promedio del área de estudio (19 y 16.5%, respectivamente), mientras que

tanto el suelo completamente desnudo como los afloramientos de rocas duras son algo menos frecuentes que el promedio.

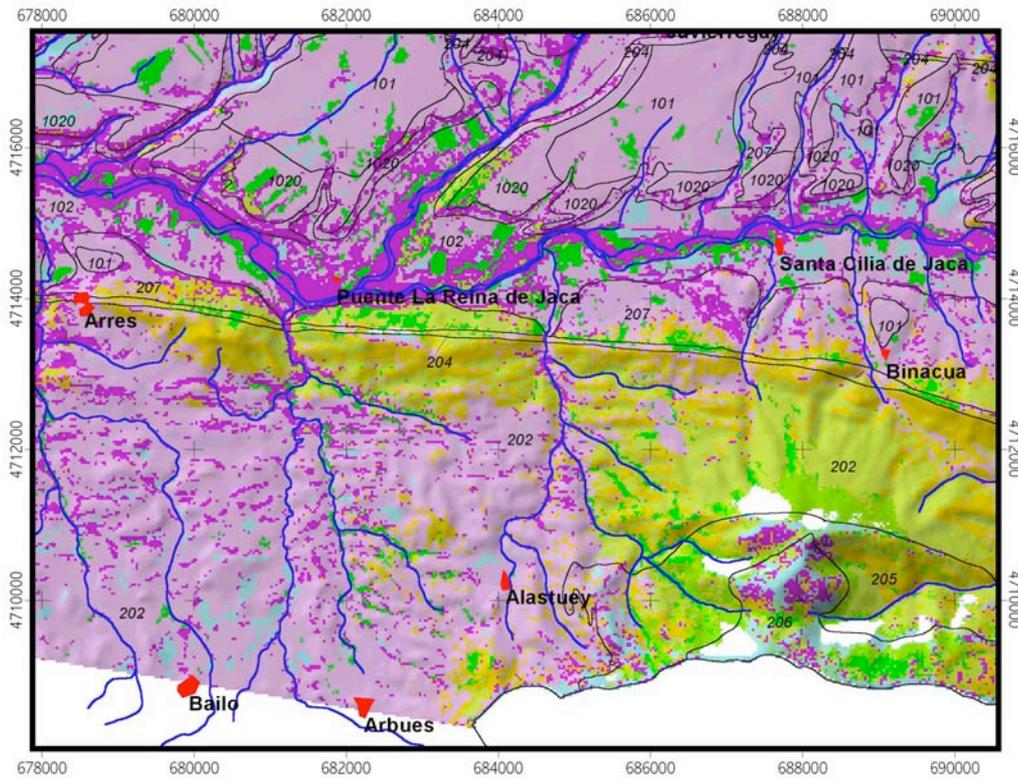


Figura 4.14. Detalle del mapa de estados erosivos, sector de la Cuenca Molásica. Litología: 202: lutitas y areniscas; 204: areniscas; 205: areniscas y conglomerados; 206: conglomerados y brechas; 207: margas; 101: glacia; 102: fondo aluvial y terrazas bajas; 1020: terrazas altas. Esc. aprox.: 1:90 000. Clave de colores: ver Figura 4.15.



Figura 4.15. Leyenda del mapa de estados erosivos.

La Cuenca Molásica, por tanto, presenta en general un grado de erosión moderado. Los cultivos, sin embargo, pueden llegar a experimentar problemas graves de

erosión de manera puntual durante precipitaciones de intensidad inusual, sobre todo si coinciden con un periodo de bajo cubrimiento del suelo (otoño-invierno), o en parcelas en régimen de barbecho.

En la *Figura 4.14* se presenta el mapa de estados erosivos de un sector de la Cuenca Molásica al sur de Puente la Reina de Jaca, que se puede considerar representativo del área en su conjunto. La leyenda puede consultarse en la *Figura 4.15*. Se puede comprobar cómo las áreas de erosión severa aparecen sólo de manera puntual. Es importante tener en cuenta que en este sector de las molas predominan los afloramientos arcillosos (Soler y Puigdefábregas, 1972), alternando ocasionalmente con estratos areniscosos, lo que produce un paisaje suavemente ondulado en el que destacan pequeñas alineaciones a modo de relieves en cuesta con el frente mirando al norte (depresión de Bailo). Estos frentes de cuesta forman escarpes orientados de oeste a este o de suroeste a noreste, cuyas alineaciones pueden seguirse muy bien en el mapa de estados erosivos a escala 1:100 000 y en la *Figura 4.14*. La mayoría de las celdas aparecen clasificadas como de erosión severa, coincidentes con el talud del frente de las cuestas. En algunos casos la mancha de erosión severa aparece alineada en dirección norte-sur, como sucede en una divisoria al norte de Bailo y Arbués. En este caso se trata de la huella de una cañada trashumante, utilizada por ganado vacuno. Resumiendo, se trata de un sector relativamente complejo en el que los frentes de cuesta escarpados y sujetos a erosión severa alternan con depresiones subsecuentes con pendientes suaves y generalmente cultivadas, matorrales aclarados coincidiendo con los reversos de cuesta, y campos de cultivo más marginales en los bordes de las depresiones, con pendientes superiores a 8°. Resulta interesante comprobar que las áreas sujetas a erosión muy severa y severa aparecen en general ligadas a la actividad humana, como demuestra su distribución en torno a las poblaciones.

El macizo de San Juan de la Peña muestra, por un lado, la presencia de escarpes muy pendientes en roca dura, escasamente productores de sedimento fino por efecto de la arroyada y, por otro, la presencia de bosques densos de pinar y caducifolios, así como de matorrales densos que suponen una buena protección del suelo frente a la erosión. Lo mismo sucede, más al este, con la prolongación de la Peña Oroel.

Al oeste de la Depresión de Bailo (fuera de la figura, consultar el mapa de estados erosivos a escala 1:100 000) el gran afloramiento arcilloso se estrecha progresivamente en forma de cuña, presentando todavía importantes manchas de cultivos cerealistas en pendientes suaves, sometidos a erosión moderada. La alternancia de areniscas y lutitas se manifiesta en un predominio de matorrales densos y pinares que sólo muestran verdadera erosión en las divisorias, utilizadas tradicionalmente como vías de paso (pecuarias o carreteras).

La conectividad entre las áreas erosionadas (erosión moderada a muy severa) y la red hidrográfica puede analizarse en la *Figura 4.16*, en la que los tonos amarillos a rojos representan las áreas donde se produce erosión efectiva como respuesta a un evento de precipitación intenso. Los valores de $\nabla_x T$ alcanzados en este sector no son muy elevados, indicativo de una predominancia de la erosión por escorrentía laminar y en regueros efímeros. En algunos casos se aprecia una buena conexión con la red hidrográfica (en los alrededores de Alastuey, por ejemplo, o cerca de Martes y Bagüés, fuera de la figura), aunque en general esta conexión es poco probable, al existir celdas en blanco en el recorrido entre las áreas erosionadas y los ríos o barrancos. Estas celdas en blanco se corresponden con áreas que presentan una cubierta vegetal protectora, y que actuarán como trampa para los sedimento generados por la escorrentía laminar en

partes más elevadas de la ladera. Esto puede comprobarse, por ejemplo, en el barranco Fondo, al N de Biniés, o en el barranco de Atarés, al E de la Peña Oroel (fuera de la figura). Una configuración similar se observa, también, en el contacto con la Depresión Interior debido al brusco cambio de pendiente, de manera que buena parte del material generado en las laderas erosionadas será retenido al llegar a los glaciares y terrazas de la Depresión. Se observan también algunas áreas con elevado valores de $\nabla_x T$ en los fuertes taludes de la sierra de San Juan de la Peña, que aparecen, sin embargo, bastante desconectados de la red hidrográfica.

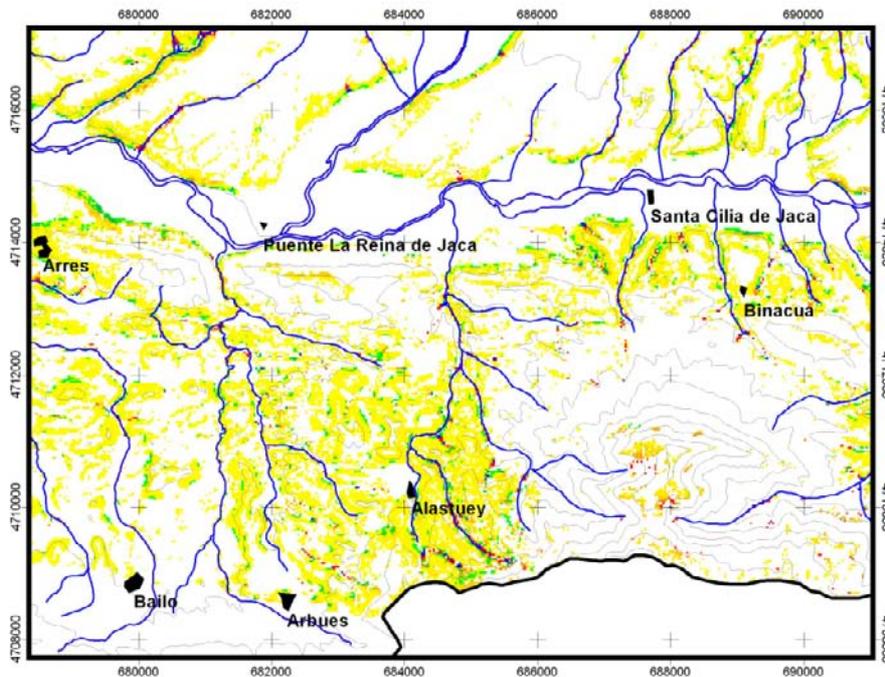


Figura 4.16. Detalle del mapa del potencial de erosión / sedimentación sobre las áreas de erosión moderada a muy severa, Cuenca Molásica Prepir. / Depresión Int.

En la *Figura 4.17* se muestra un detalle del mapa de $\nabla_x T$ sobre las áreas bien vegetadas, ya sea por formaciones arbóreas o por matorral denso. Como se ha dicho más arriba, en estos sectores la cubierta vegetal es capaz en general de limitar el efecto de la erosión, por lo que el valor de $\nabla_x T$ debe ser considerado tan sólo como un valor potencial. Sólo en las áreas de concentración de la arroyada, como en los barrancos, el flujo será capaz de producir erosión efectiva por incisión lineal o erosión lateral. No se observan valores negativos muy elevados del índice $\nabla_x T$, salvo a lo largo de los barrancos que bajan de la sierra de San Juan de la Peña. Las masas boscosas, pues, suponen un importante freno ante el potencial erosivo que cabría esperar debido a las fuertes pendientes existentes. En el contacto entre las áreas de suelo o roca blandas desnudos vistas anteriormente (en blanco en la figura) y los bosques tiende a aparecer una orla conspicua de tono verde, indicando que se produce la retención del material que llega de más arriba debido a un cambio en la rugosidad superficial.

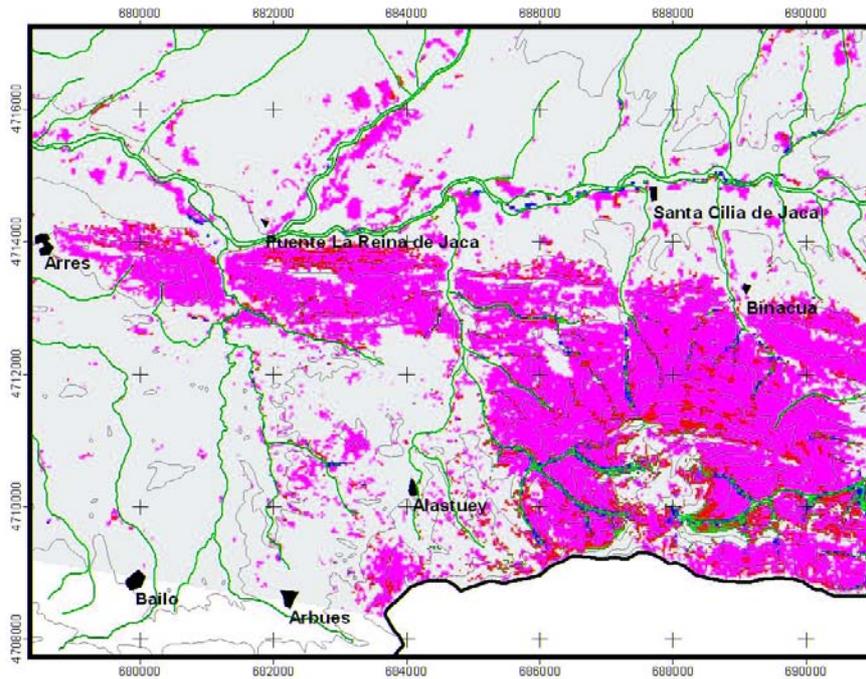


Figura 4.17. Detalle del mapa del potencial de erosión / sedimentación sobre las áreas de erosión nula o escasa, Cuenca Molásica prepirenaica.

Caracterización de la erosión y fuentes de sedimento en la Depresión Interior altoaragonesa

Armada estructuralmente sobre las margas azules de la fm. Pamplona (Eoceno Superior), la Canal de Berdún (denominación local de la Depresión Interior) presenta un relieve en general muy suave dominado por las rampas de los glaciares de acumulación y las terrazas del río Aragón y sus afluentes. La existencia de este recubrimiento cuaternario hace que las margas sólo afloren en los márgenes de la Canal, tanto en el contacto con el flysch, como con las molasas prepirenaicas. También aparecen en los bordes de los glaciares y terrazas, donde han sido exhumadas por la incisión de los ríos y barrancos. Se considera que la exhumación de las margas en los sectores carentes de cubrimiento cuaternario se debe a la perturbación humana, probablemente mediante el pastoreo y las quemadas periódicas. En algunos lugares de la Canal, fundamentalmente en su sector más occidental, todavía se pueden observar la presencia de restos de los suelos profundos que debían cubrir los afloramientos margosos en toda la unidad. Se trata de suelos que superan 1 metro de profundidad, de color blanquecino grisáceo, con predominio de limos por la meteorización de las margas. La erosión de este suelo, que ha incentivado el proceso de acarreamiento de las margas, debe ser muy reciente (en todo caso histórica), aunque no se ha podido precisar su edad. Los rellanos de fondo de valle entre Berdún y Santa Engracia, que proceden en buena parte de la erosión del suelo de las margas y del flysch, comienzan con un nivel en el que son más abundantes las cenizas y los restos de madera quemada, lo que refuerza la hipótesis de la intervención humana. La datación de estos restos de ramas por medio de radiocarbono han proporcionado fechas muy poco creíbles (inferiores a 300 años) indicando la posible contaminación de los restos (J.M. García Ruiz, comunicación personal). Los depósitos suelen superar los 6 m de potencia, y reflejan la intensidad de los procesos erosivos sobre las margas en tiempos relativamente recientes.

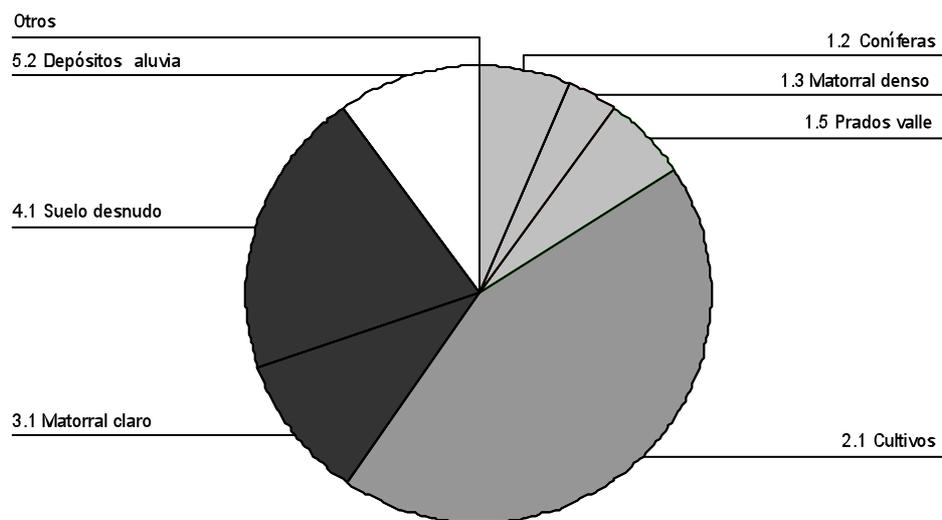


Figura 4.18. Distribución de las distintas categorías del mapa de estados erosivos en la Depresión Interior altoaragonesa.

Categoría	Porcentaje
1. Erosión nula o muy escasa	
1.1 Caducifolios	0.0%
1.2 Coníferas	6.3%
1.3 Matorral denso	3.8%
1.4 Pastos montaña	0.0%
1.5 Prados valle	5.7%
Total	15.8%
2. Erosión moderada	
2.1 Cultivos	43.7%
Total	43.7%
3. Erosión moderada a severa	
3.1 Matorral claro	10.3%
3.2 Roca dura alternante	0.0%
Total	10.3%
4. Erosión severa o muy severa	
4.1 Roca blanda o suelo desnudos	20.3%
Total	20.3%
5. Erosión nula o muy escasa	
5.1 Roca dura desnuda	0.1%
5.2 Depósitos aluviales	9.9%
Total	10.0%

Tabla 4.5. Fracción de la superficie ocupada por las distintas categorías de erosión en la Depresión Interior altoaragonesa

La suave topografía de los glacis y terrazas de la Depresión Interior son aprovechados para el cultivo de cereales, que alcanzan en este sector un papel predominante, como se desprende de la Figura 4.18 y la Tabla 4.5. Como cabría esperar, las áreas con densa cubierta vegetal y erosión nula o muy escasa se reducen al mínimo (15.8%), destacando los bosques de coníferas, en buena parte de repoblación, y

los prados, frente a la gran extensión ocupada por los cultivos (43.7%), calificadas dentro de la categoría de erosión moderada. Las áreas de matorral claro (erosión moderada a severa) cobran también cierta importancia (10.3%). La Depresión Interior concentra también una parte importante de las superficies de suelo o rocas blandas completamente desnudas, calificadas de erosión severa (20.3%), así como una importante fracción de la superficie ocupada por acumulaciones de gravas fluviales (9.9%), coincidiendo con la llanura aluvial del río Aragón y el tramo final de sus afluentes principales, todos ellos formando cauces trenzados con barras inestables.

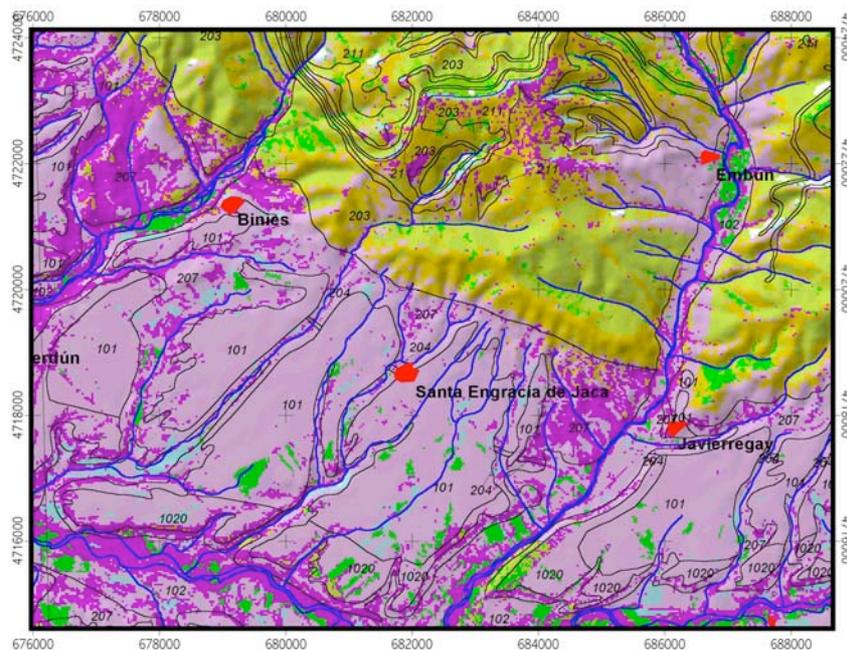


Figura 4.19. Detalle del mapa de estados erosivos, sector Canal de Berdún. Litología: 101: glaciais; 102: fondo aluvial y terrazas bajas; 1020: terrazas altas; 203: facies flysch; 204: areniscas; 207: margas. Esc. aprox.: 1:90 000. Clave de colores: ver Figura 4.15.

En la *Figura 4.19* se muestra un fragmento ejemplar del mapa de estados erosivos correspondiente a una parte de la Canal de Berdún, aunque incluye también parte de los relieves sobre el flysch, situados inmediatamente al norte. Como se puede apreciar, predominan en la Canal de Berdún los cultivos sobre las suaves pendientes de glaciais y terrazas, con erosión moderada. Hacia el norte, en las raíces de los glaciais, la pendiente aumenta paulatinamente y los campos de cultivo son sustituidos por matorrales claros en los que la erosión pasa a ser moderada a severa. Si algunos campos de cultivo se mantienen en esas difíciles condiciones, la erosión se intensifica con la formación de regueros de aparición recurrente.

Los bordes de terrazas y glaciais son focos de gran actividad erosiva, al haberse desmantelado los antiguos suelos. La consecuencia es la formación de cárcavas, que permiten seguir muy bien el borde de los niveles de terrazas y glaciais. Por ejemplo, al sur de Berdún y Santa Engracia, pero también al norte de Mianos y Arrés, cerca del río Aragón. También se identifica bien el borde de terraza del río Aragón entre las desembocaduras de los ríos Aragón Subordán y Estarrún. Además de los bordes de terrazas y glaciais, la erosión severa se presenta formando manchas extensas sobre los afloramientos de margas próximos al contacto con el flysch, donde suelen evolucionar

hacia cárcavas con elevadas tasas de erosión efectiva. Así sucede en las proximidades de Javierregay (*Figura 4.19*), donde la cercanía del río Aragón Subordán ha debido de facilitar la instalación de una red de cárcavas densa y muy activa, con la desaparición total del suelo original. También ocurre (fuera de la figura, consultar mapa de estados erosivos a escala 1:100000) en los bordes septentrional y meridional de la Val Ancha, recorrida por el río Gas, en los alrededores de Jaca y, especialmente, en el tramo inferior del río Veral (Biniés), incluyendo los espectaculares relieves erosionados de las proximidades de Berdún. Este sector altamente erosionado se prolonga hacia el oeste en torno a Asso-Veral, Mianos, Artieda y, en general, los relieves que bordean al embalse de Yesa.

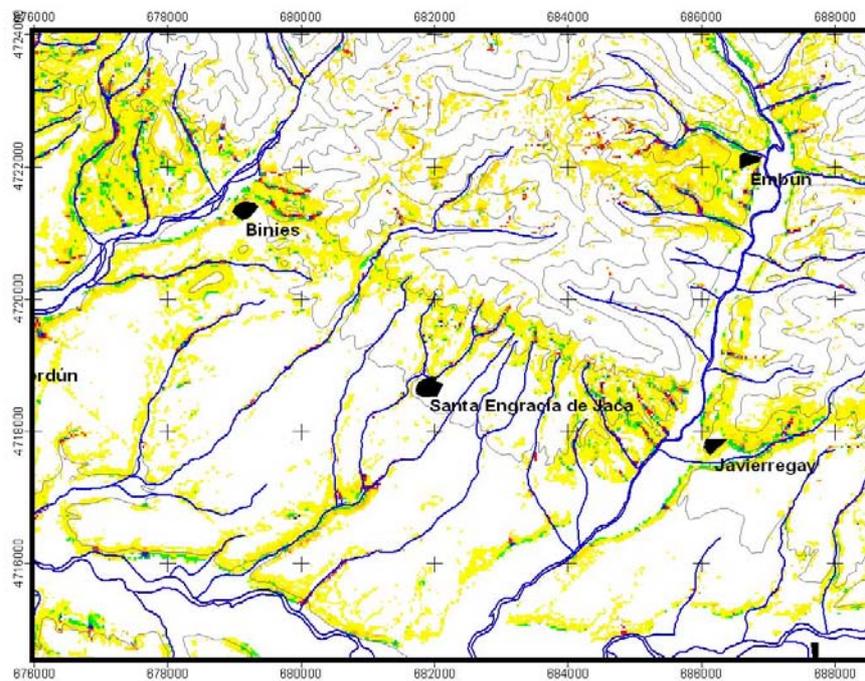


Figura 4.20. Detalle del mapa del potencial de erosión / sedimentación sobre las áreas de erosión moderada a muy severa, Depresión Interior / Flysch Eoceno. Esc. aprox., 1:90 000.

La conectividad entre las áreas de erosión moderada a muy severa y la red hidrográfica puede analizarse en la *Figura 4.20*, así como en la parte superior de la *Figura 4.16*. Los valores del índice $\nabla_x T$ en las margas no son muy elevados debido a la escasa longitud de las laderas que imposibilita la acumulación de la escorrentía. Sin embargo, las margas presentan unos niveles de producción de sedimento muy altos, como es bien conocido, debido a su baja resistencia ante la erosión (Nadal et al., 2004). La conectividad con la red hidrográfica de las áreas de margas erosionadas es en general elevada, al aparecer surcadas por barrancos. En el caso de los afloramientos margosos en el límite de los glaciares y terrazas altas, se aprecia la existencia de bandas con valores positivos del índice con disposición longitudinal a lo largo del contacto entre las laderas margosas y las terrazas bajas del río Aragón, coincidentes además con zonas roturadas para el cultivo. En este caso el aporte de sedimento a la red fluvial se ve comprometido en la mayoría de los casos. Esta configuración puede observarse también muy bien en las terrazas al sur del río Aragón (*Figura 4.16*).

Apenas existen áreas calificadas como de erosión nula o escasa en la unidad, debido al predominio de las zonas de cultivo o de los baldíos en los afloramientos de margas (*Figura 4.21*).

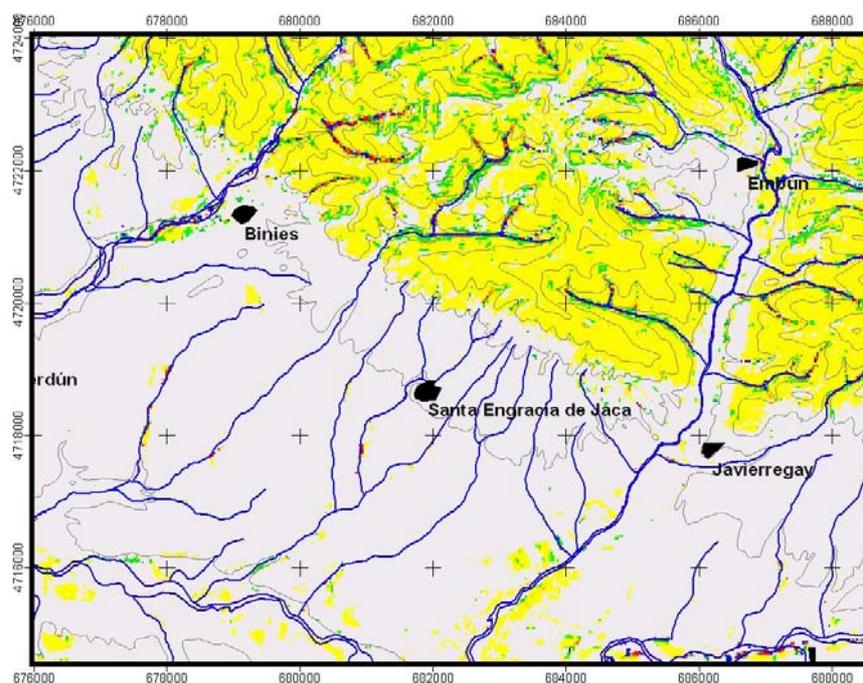


Figura 4.21. Detalle del mapa del potencial de erosión / sedimentación sobre las áreas de erosión nula o escasa, Depresión Interior / Flysch Eoceno. Esc. aprox., 1:90 000.

Caracterización de la erosión y fuentes de sedimento en el Sector del Flysch Eoceno

En el Capítulo 2 se han explicado las características más importantes del flysch, que condicionan en buena medida sus rasgos paisajísticos y los procesos morfodinámicos dominantes. Baste recordar ahora que la característica alternancia de areniscas y margas en estratos delgados muy plegados se ve interrumpida a veces por los llamados mega-ritmos calcáreos (Soler y Puigdefábregas, 1972) y que la potencia y abundancia relativa de areniscas y margas presentan algunas variaciones. Así, las capas de margas se hacen más delgadas hacia el oeste, de manera que en los valles de Ansó y Roncal la resistencia del flysch es mayor debido al predominio de las areniscas. Hacia el norte sucede algo parecido, aunque de manera algo más irregular: cerca del contacto con las Sierras Interiores el flysch tiende a reducir la potencia de los afloramientos margosos y a la vez las areniscas pasan a ser más carbonatadas y, por lo tanto, más resistentes a la erosión. Esta diferencia, unida a la altitud y al aumento de la pendiente, es importante porque refleja el contraste que se aprecia dentro del flysch en el mapa de estados erosivos de la cuenca del río Aragón.

El Sector del Flysch Eoceno representa un paisaje típico de la media montaña mediterránea, aunque en el contacto con las Sierras Interiores alcanza un carácter más cercano al de la alta montaña. El reparto de las distintas categorías del mapa de estados erosivos puede consultarse en la *Figura 4.22* y en la *Tabla 4.6*.

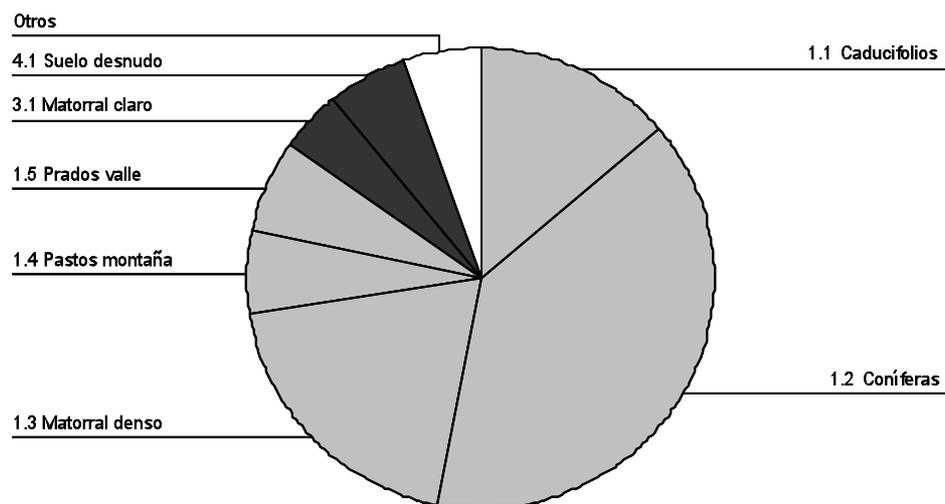


Figura 4.22. Distribución de las distintas categorías del mapa de estados erosivos en el Sector del Flysch Eoceno.

Categoría	Porcentaje
1. Erosión nula o muy escasa	
1.1 Caducifolios	13.8%
1.2 Coníferas	39.3%
1.3 Matorral denso	19.4%
1.4 Pastos montaña	5.7%
1.5 Prados valle	6.5%
Total	84.8%
2. Erosión moderada	
2.1 Cultivos	1.9%
Total	1.9%
3. Erosión moderada a severa	
3.1 Matorral claro	4.5%
3.2 Roca dura alternante	1.8%
Total	6.3%
4. Erosión severa o muy severa	
4.1 Roca blanda o suelo desnudos	5.3%
Total	5.3%
5. Erosión nula o muy escasa	
5.1 Roca dura desnuda	1.0%
5.2 Depósitos aluviales	0.7%
Total	1.7%

Tabla 4.6. Fracción de la superficie ocupada por las distintas categorías de erosión en el Sector del Flysch Eoceno.

Destaca sobre todo la gran importancia que alcanzan los bosques (53.1%), que sumados al matorral denso y a los pastos de montaña y prados ocupan la mayor parte de la unidad (84.8%). El resto del espacio se reparte, en proporciones mucho menores, entre las áreas de matorral claro (4.5%) y el afloramiento de suelos o rocas blandas desnudos (5.3%). El resto de categorías, incluidos los cultivos, no alcanzan una representación del 3%. En general, se aprecia un predominio de ambientes sujetos a erosión escasa, bien protegidos por bosque y comunidades herbáceas densas, mientras que los cultivos en pendiente o las áreas con poca protección alcanzan una representación muy baja.

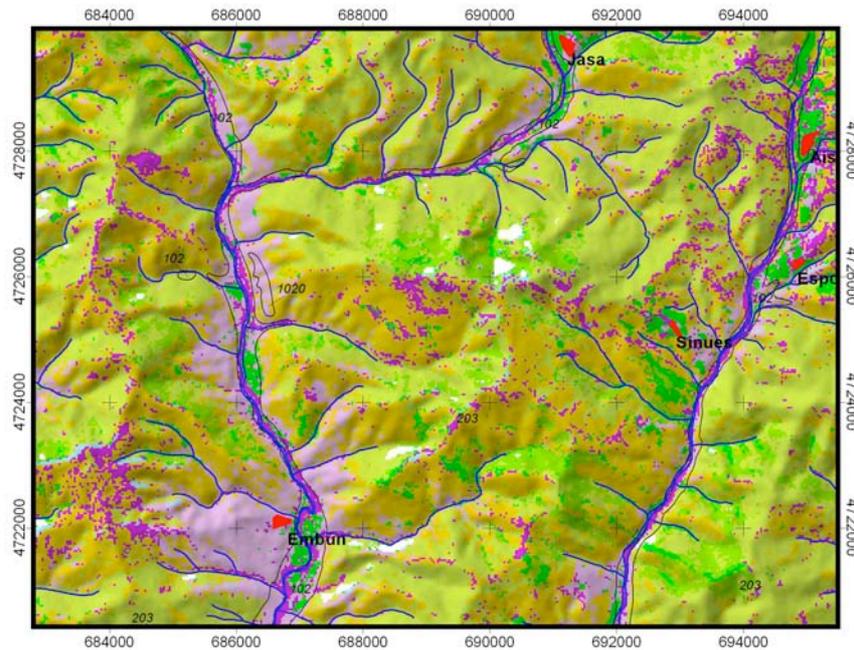


Figura 4.23. Detalle del mapa de estados erosivos, Sector Flysch. Litología: 102: aluvial, terrazas bajas; 1020: terrazas altas; 203: flysch (se han eliminado las megacapas calizas en el flysch para mayor claridad). Esc. aprox.: 1:90 000. Clave de colores: ver Figura 4.15.

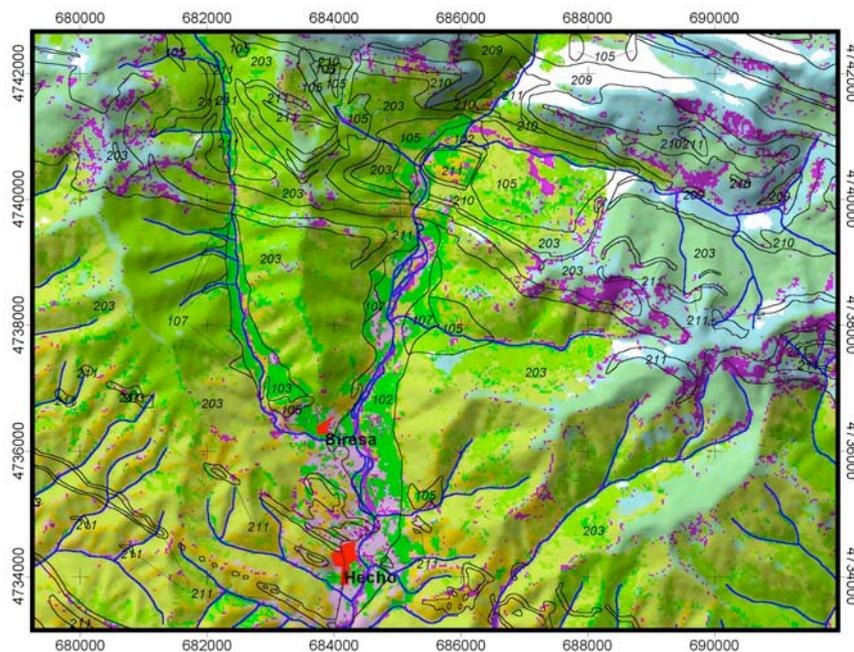


Figura 4.24. Detalle del mapa de estados erosivos, Sector del Flysch-Sierras Interiores. Litología: 203: facies flysch; 209: calcarenitas; 210: margas calizas; 211: calizas masivas; 102: fondos aluviales y terrazas bajas; 103: lacustre; 105: morrenas; 107: conos de deyección. Esc. aprox.: 1:90 000. Clave de colores: ver Figura 4.15.

Las figuras 4.23 y 4.24 presentan un detalle del mapa de estados erosivos en la unidad. La *Figura 4.23* pertenece a la típica montaña media pirenaica, entre 700 y 1300 m de altitud, mientras que la *Figura 4.24* se localiza en un sector algo más elevado, en las proximidades de las Sierras Interiores, rozando los 2000 m en algunos sectores, por lo que puede considerarse más representativa de la montaña media-alta, característica del ambiente subalpino.

La *Figura 4.23* (continuación de la parte superior de la *Figura 4.19*) muestra un predominio de divisorias con formas alomadas, con alineaciones principales en suave descenso hacia el sur, y divisorias menores que partiendo de las anteriores se dirigen transversalmente hacia la red fluvial. Las laderas muestran pendientes muy uniformes desde las divisorias hasta los fondos de valle, generalmente con un perfil rectilíneo. Las umbrías tienden a estar ocupadas por pinares relativamente jóvenes, a veces con rodales de caducifolios (quejigos y, más excepcionalmente en las áreas más elevadas y resguardadas, hayedos), mientras las solanas aparecen colonizadas por formaciones de matorrales más o menos densos. Este esquema sencillo es muy repetitivo y refleja un modelo de aprovechamiento del territorio en el que las laderas solanas estuvieron cultivadas casi en su totalidad por debajo de 1600 m (Lasanta, 1989; García Ruiz y Lasanta, 1993). El abandono del aprovechamiento cerealista en laderas propició la expansión de matorrales espinosos que en muchos casos alcanzan cubiertas próximas al 100%.

La *Figura 4.24* muestra en detalle un pequeño sector de la parte septentrional del Sector del Flysch en el valle de Hecho, en el contacto con las Sierras Interiores. Destaca la existencia de afloramientos calizos poco potentes, coincidiendo con los mega-ritmos descritos por Soler y Puigdefábregas (1972). También aparecen en la figura algunos depósitos morrénicos (la gran acumulación del valle de Agüerri, junto a la Boca del Infierno) e incluso un depósito lacustre por obturación glaciaria (cuya presencia es también frecuente en la montaña media pirenaica). La alta montaña del flysch tiende a parecerse a las Sierras Interiores adyacentes, aunque en general los relieves no llegan a ser tan abruptos. Este hecho ha favorecido el aprovechamiento de estos sectores como pastos estivales, que han sido favorecidos desde antiguo por la acción humana a expensas de los bosques situados inmediatamente debajo. El tránsito del flysch a las litologías más resistentes de las Sierras Interiores, que conlleva un importante incremento de las pendientes, supone normalmente el paso de las extensas praderas pastoreadas al dominio de los cantiles rocosos y los canchales que cubren los pies de escarpes.

Los ambientes forestales y de matorral denso que predominan en las sierras del flysch son, en general, escasamente productores de sedimento. Así lo confirman los estudios llevados a cabo en el Instituto Pirenaico de Ecología, tanto en las cuencas experimentales de Arnás y San Salvador, como en la Estación Experimental Valle de Aísa. En esta última se controla la escorrentía y la producción de sedimento por medio de parcelas experimentales. Cada parcela (con unas dimensiones de 10x3 m) está sometida a distintos usos del suelo que, cuando lo requiere la experimentación, rotan dentro de la misma parcela. Una de ellas está ocupada por un matorral denso que corresponde a la colonización vegetal de una parcela cultivada con cereal hasta hace unos 40-45 años y posteriormente abandonada. Las restantes parcelas corresponden a distintos usos agrícolas tradicionales y actuales. Todos los resultados apuntan de manera estadísticamente significativa en la misma dirección: el matorral denso favorece la infiltración (y la interceptación) de la mayor parte de la precipitación, y reduce a valores muy bajos la exportación de sedimento (García Ruiz *et al.*, 1995a; Lasanta y García

Ruiz, 1998). De igual forma, la cuenca de San Salvador, ocupada por un bosque muy denso, produce picos de crecida muy moderados y pequeñas cantidades de sedimento en suspensión, con predominio de la exportación de materiales disueltos (García Ruiz *et al.*, 2000b). Estos resultados justifican la inclusión de las laderas cubiertas de bosque y de matorral denso dentro de la categoría de erosión nula o muy moderada.

Sin embargo, el mapa de estados erosivos muestra también la existencia de zonas erosionadas dentro del flysch, generalmente distribuidas de manera muy dispersa. En el sector mesomontano del flysch (*Figura 4.23* y parte superior de la *Figura 4.19*) éstas aparecen frecuentemente ligadas a la actividad humana reciente:

- Áreas de erosión moderada a severa, en laderas de matorral aclarado (cobrimiento vegetal entre el 10 y el 50%) y elevada pedregosidad superficial, próxima en ocasiones al 100%. Esta situación se explica en la mayor parte de los casos por el abandono de campos de cultivo sobre todo durante la primera mitad del siglo XX. Muchos de estos campos de cultivo abandonados fueron sometidos durante las décadas posteriores al abandono a un régimen de pastoreo más o menos intenso, con quemas periódicas en algunos casos para frenar el desarrollo del matorral en beneficio de plantas herbáceas de superior valor forrajero. En general, estas áreas sobrepastoreadas se localizan próximas a los núcleos de población o en lugares de paso habitual del ganado, y se han visto sometidas durante un largo periodo de tiempo a procesos de erosión por arroyamiento difuso (Ruiz Flaño *et al.*, 1992). El suelo es siempre muy poco potente, con un horizonte A casi inexistente y un horizonte C que prácticamente es la roca madre sometida a meteorización. Un ejemplo de este tipo de ambientes erosionados aparece en la *Figura 4.23* al oeste de Embún, desde el fondo del valle hasta la divisoria. Los campos de cultivo en pendientes superiores a 8°, explotados actualmente o abandonados hace no más de 20 años también se han incluido en esta categoría, al no haber pasado tiempo suficiente como para dar lugar a un denso cubrimiento por parte del matorral. Ese es el caso de los campos situados a la altura de Santa Lucía, en el valle medio-bajo de Ansó, los del fondo del valle del Aragón Subordán, entre la desembocadura del río Osia y Embún, y de algunas pequeñas manchas en el curso bajo del valle de Aísa, a veces mezclándose con campos cultivados actualmente por debajo de 8° de pendiente y, por lo tanto, con mejores condiciones teóricas de conservación del suelo.
- Áreas de erosión severa, formando manchas pequeñas y de distribución irregular en el mapa de estados erosivos. Representan áreas descarnadas, con muy poca vegetación (menos del 10% de cubrimiento), sometidas a erosión difusa muy severa, aunque el arroyamiento concentrado es posible localmente. Su origen es diverso, aunque fundamentalmente se deben a una mezcla de actividades agrícolas y ganaderas, en primer lugar, y a la formación de cicatrices por movimientos en masa traslacionales o planares, en segundo lugar. Ruiz Flaño (1993) identifica estos ambientes como correspondientes a antiguos campos de cultivo en difíciles condiciones topográficas y sometidos a procesos de deterioro antes y después del abandono. Lasanta (1989) considera que estas parcelas fueron las primeras en ser abandonadas en el momento en que disminuyó la presión demográfica en el Pirineo aragonés, debido a las dificultades de laboreo y a su escasa productividad. Algunos de esos campos coinciden con antiguas parcelas de cultivo ocasional, en régimen de agricultura nómada o itinerante, cultivados durante dos o tres años con cereal después de roturar y quemar un sector de bosque o de matorral y de emplear las cenizas como abono (Lasanta, 1989). En opinión de Ruiz Flaño

(1993) el deterioro actual no sólo se debe al sistema de cultivo y a la ausencia de estructuras de protección del suelo, sino también a la gestión posterior. Estos campos se abandonaron muy tempranamente y estuvieron sometidos a una fuerte presión ganadera, con pisoteo frecuente e incendios periódicos, que producen un elevado arrastre de partículas durante los meses siguientes al fuego. El resultado final es un aumento progresivo de la pedregosidad que, en los casos más graves, acaba por originar un *feedback* negativo que reduce la exportación de sedimento (Ruiz Flaño *et al.*, 1992), a la vez que dificulta el avance hacia estadios más maduros de la sucesión vegetal.

La accesibilidad de los sedimentos generados en estos ambientes se analiza en las figuras 4.25 y 4.27. Como se puede observar, los valores alcanzados por el índice $\nabla_x T$ no son excesivamente elevados, indicando que la mayor parte del sedimento movilizado en estos ambientes es material que circula en suspensión o arenas y gravas finas que se desplazan por arrastre en contacto con el suelo. Durante lluvias intensas pueden formarse pequeñas incisiones efímeras (ingl. *rills*) que canalizan agua y sedimento grueso, como han demostrado Ruiz Flaño y García Ruiz (1990) en campos abandonados en pendiente en el flysch pirenaico. Según estos autores la formación de incisiones es muy lenta, está sujeta a cambios por el propio movimiento de las piedras, y además apenas hay conexión entre ellas, de manera que puede considerarse un proceso limitado a escala de parcela. Ruiz Flaño (1993, p. 159) concluye que 'un lapso de tiempo de 80 años parece ser, por tanto, insuficiente para dar lugar a la existencia de redes de drenaje organizadas y jerarquizadas' (en campos abandonados desde principios del siglo XX).

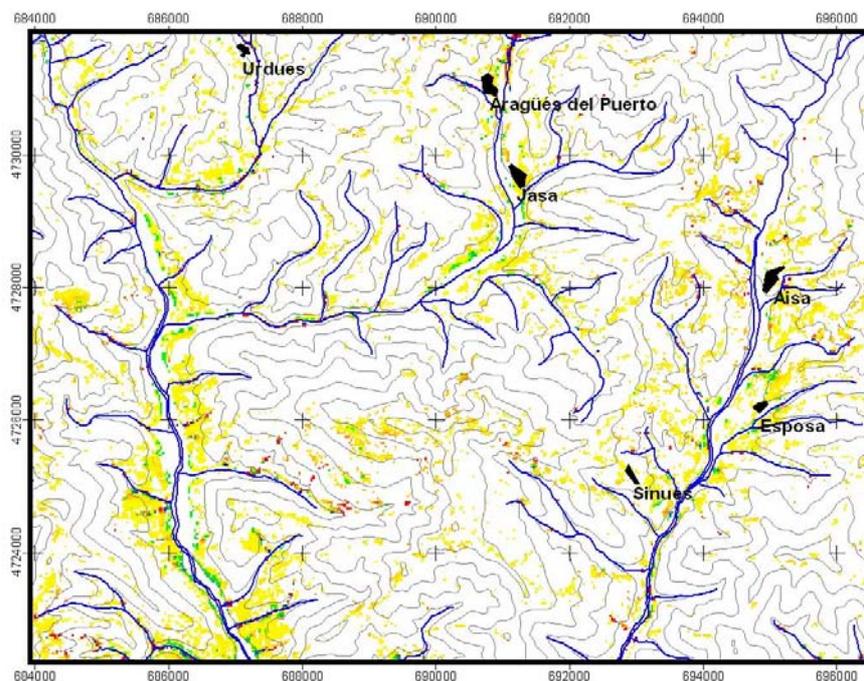


Figura 4.25. Detalle del mapa del potencial de erosión / sedimentación sobre las áreas de erosión moderada a muy severa, Sector del Flysch Eoceno. Esc. aprox., 1:90 000.

En el caso de Embún (Figura 4.25) la superficie erosionada se encuentra recorrida por varios barrancos, aunque la provisión de sedimento por aporte lateral se ve comprometida en varios tramos por la existencia de una franja de sedimentación a lo

largo del borde de los mismos. El aporte de sedimentos, pues, se debe producir en su mayor parte a través de las cabeceras de los barrancos, además de por excavación en el propio cauce. En el caso de las áreas erosionadas del valle de Aísa, o en las que se observan a lo largo del valle de Hecho, se observa que se trata en general de las raíces o faldas de los relieves del flysch, en su contacto con las terrazas de los ríos principales (Estarrún y Aragón Subordán, en los casos mencionados). Una situación similar se observa a lo largo de los ríos principales. Se trata por lo general de laderas de perfil rectilíneo, que no suelen estar surcadas por barrancos y que conectan directamente con las terrazas donde se instalan cultivos o prados. Éstas actúan como trampa de sedimento impidiendo o dificultando que éste llegue directamente a los cauces.

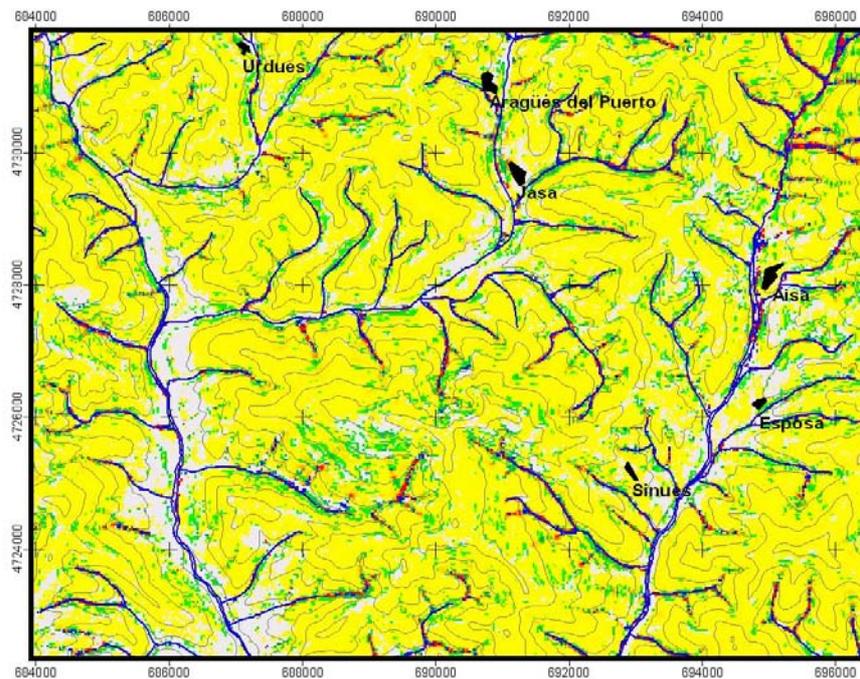


Figura 4.26. Detalle del mapa del potencial de erosión / sedimentación sobre las áreas de erosión nula o escasa, Sector del Flysch Eoceno. Esc. aprox., 1:90 000.

En otros casos la presencia de áreas de erosión muy severa dentro del flysch está ligada a la ocurrencia de movimientos en masa superficiales, que forman cicatrices de pequeño tamaño (15 a 40 metros de diámetro) pero reconocibles a la resolución de las imágenes Landsat. Estos deslizamientos afectan al suelo y al coluvión, siendo desencadenados por la aparición de una capa saturada en el contacto con la roca inalterada, debido a la infiltración del agua de lluvia durante episodios de precipitaciones intensas y prolongadas. La distribución espacial de estos deslizamientos ha sido estudiada por Lorente *et al.* (2002), quienes relacionan su ocurrencia con áreas intensamente alteradas por la acción humana (formaciones de matorral en campos abandonados, repoblaciones forestales en laderas degradadas), con pendientes preferentemente entre 25 y 35° y en exposición solana. En el mapa de estados erosivos aparecen como puntos aislados, por lo general próximos a las divisorias. Aunque presentan suelo desnudo y una gran capacidad para exportar materiales, raras veces las cicatrices de desprendimientos se hallan conectadas con la red fluvial, salvo en el caso de las que ocurren en las proximidades de los cauces por socavamiento de la ladera.

Por último, también aparecen áreas afectadas por erosión muy severa sobre depósitos morrénicos laterales. No debe olvidarse que los grandes glaciares pirenaicos formaron amplias artesas (valle de Hecho) y cubetas terminales (valle del Aragón) al llegar al Sector del Flysch. Las mayores acumulaciones morrénicas laterales se localizan precisamente en esta unidad, coincidiendo las más de las veces con la confluencia con valles afluentes, donde podían dar lugar también a depósitos glaciolacustres (Martí Bono y García Ruiz, 1995). El socavamiento basal causado por los barrancos afluentes a su paso por la morrena lateral aumenta la inestabilidad y genera descarnaduras características que evolucionan por movimientos en masa y arroyamiento concentrado, formando localmente redes de cárcavas. Algunos ejemplos de este proceso, bien representados en el mapa, son el barranco de Agüerri en el valle de Hecho (*Figura 4.27*), el barranco de Lierde junto a Villanúa, en el valle del Aragón, o algunos afluentes menores en la cabecera del valle de Aísa. Se trata pues de formas de erosión ligadas a la incisión lineal, por lo que suponen un aporte fuente muy importante de sedimento a la red hidrográfica.

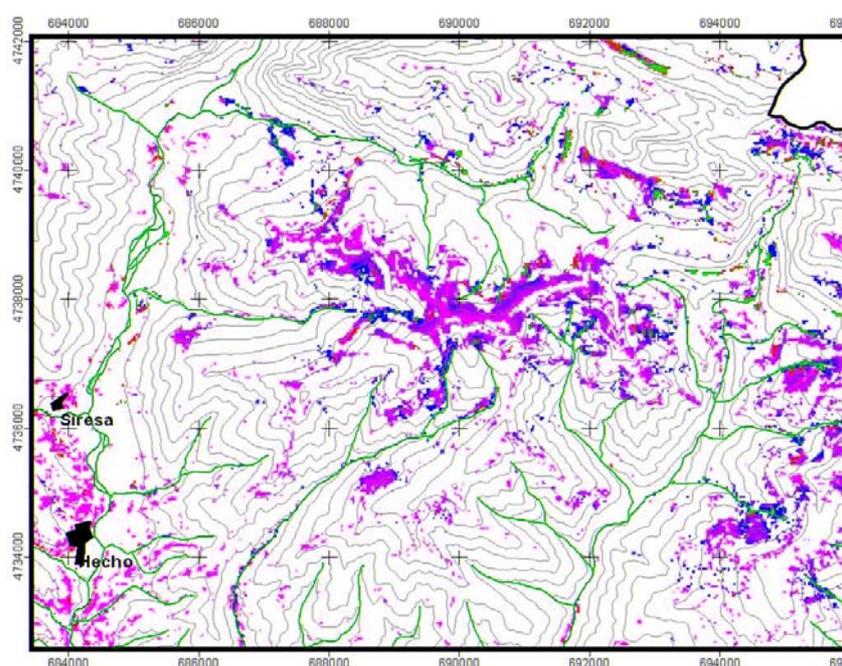


Figura 4.27. Detalle del mapa del potencial de erosión / sedimentación sobre las áreas de erosión moderada a muy severa, Sector del Flysch Eoceno / Sierras Interiores.

Los ambientes subalpinos de la media-alta montaña del flysch muestran también una gran dispersión de las manchas erosivas (*Figura 4.27*). Sin embargo, los procesos dominantes son muy diferentes, debido a la mayor altitud, la distinta cubierta vegetal y a ciertos cambios litológicos en el flysch. Las áreas culminantes del flysch, por encima de 1600-1800 m, se hallan casi en su totalidad desprovistas de cubierta forestal. Como ya se indicó en el *Capítulo 2*, la necesidad de ampliar la superficie de pastos de aprovechamiento estival obligó en torno al siglo XII a rebajar el límite superior del bosque (Montserrat, 1992), que en condiciones naturales debería rebasar los 2000 m. El bosque fue así bruscamente sustituido por extensas superficies de pastos subalpinos,

dando lugar a lo que se conoce como un piso subalpino alpinizado. Como consecuencia de esta transformación se produjeron importantes cambios en la dinámica geomorfológica de estos sectores, con la instalación de formas de erosión por arroyamiento difuso y concentrado (cabeceras activas de barranco), así como distintos tipos de movimientos en masa como la soliflución (García Ruiz *et al.*, 1990a). El resultado es un incremento de la producción de sedimento, como se ha podido comprobar en los depósitos acumulados en lagos de montaña, que muestran un cambio radical en las condiciones de sedimentación, con aumento del ritmo de acumulación y predominio de las facies detríticas.

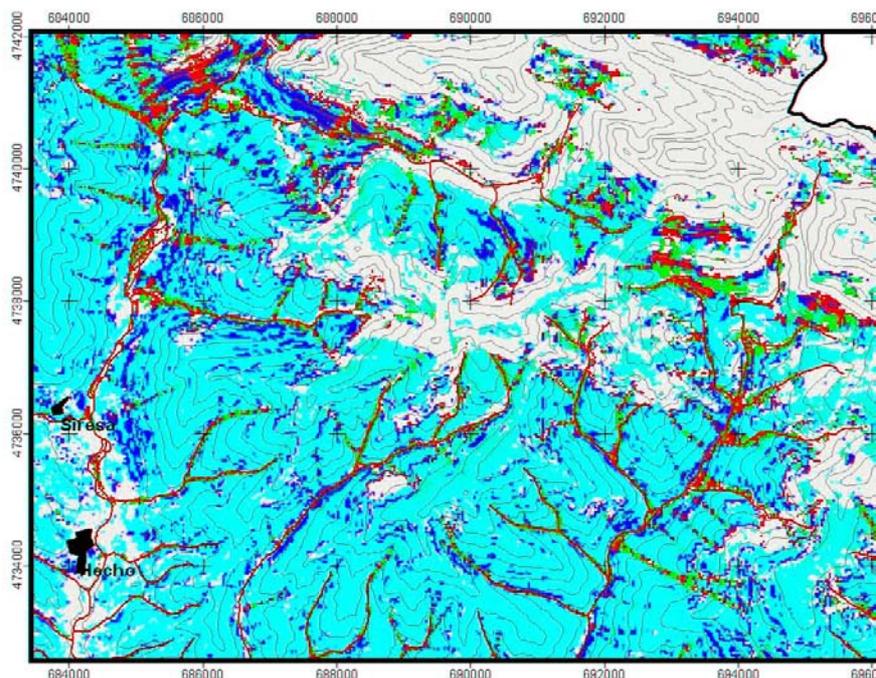


Figura 4.28. Detalle del mapa del potencial de erosión / sedimentación sobre las áreas de erosión nula o escasa, Sector del Flysch Eoceno / Sierras Interiores.

En el mapa de estados erosivos se pueden distinguir dos tipos de áreas erosionadas dentro de la media-alta montaña del flysch. En primer lugar, se observan áreas de erosión moderada a severa en las zonas culminales, por encima de 1900 m. Por debajo de este umbral aparecen pequeñas manchas aisladas de erosión muy severa, que responden unas veces a cicatrices de movimientos en masa superficiales y otras a cabeceras activas de torrentes.

Las primeras ocupan en el mapa extensiones relativamente amplias y continuas en la cabecera del valle de Urdués (Sierra de las Cutas), en la divisoria entre Aragüés del Puerto y Aísa, y en la Divisoria de la Magdalena (entre el valle de Aísa y el del Aragón). La superficie está ocupada por un pedregal suelto de areniscas que deja sitio para pequeños restos de suelo en los que se refugian especies muy adaptadas a los contrastes térmicos y de humedad. En general, la escorrentía está muy poco concentrada, predominando el lavado superficial por arroyamiento difuso, que no parece particularmente activo en la actualidad, aunque se carece de información cuantitativa sobre su capacidad para producir sedimento. A veces, no obstante, las laderas (que tienden a mostrar un perfil rectilíneo regularizado) se hallan ocupadas por una densa y

extendida red de incisiones paralelas, muy poco integradas, especialmente en exposiciones umbrías y más de 30° de pendiente, a veces asociadas a circulación hídrica subsuperficial como han señalado García Ruiz y Puigdefábregas (1982). Estos autores dudan de su funcionalidad actual (excepto como sistema de drenaje de la fusión nival), debido a la ausencia de encajamiento actual o de evidencias de erosión en el propio lecho de la incisión. Serían, por lo tanto, formas heredadas de los primeros momentos tras la deforestación de la Alta Edad Media y quizás desactivadas tras la mejoría climática posterior a la Pequeña Edad del Hielo.

Las áreas de erosión muy severa están especialmente representadas en el mapa de estados erosivos debido a la existencia de cabeceras activas de barranco. Éstas forman manchas relativamente amplias en la montaña media-alta del flysch, por encima de 1500 m de altitud, sobre pendientes entre 35 y 45°, con una cubierta de pastos xerófitos muy aclarados o presentando incluso la roca al desnudo. Las laderas de estas cabeceras activas suelen aparecer cubiertas por material suelto procedente de la alteración del flysch (clastos y material más fino), en ocasiones afectadas por coladas de piedras (García Ruiz y Puigdefábregas, 1982) que favorecen un tránsito rápido de materiales hacia el canal de desagüe. Es frecuente que estos torrentes finalicen en conos de deyección, a veces con la colaboración de los sedimentos tomados al atravesar morrenas laterales (en el barranco de Lierde junto a Villanúa, por ejemplo). La observación detallada del mapa de estados erosivos permite distinguir la localización de muchas de estas cabeceras activas, asociadas, como es lógico, a la parte alta de algunos barrancos, formando manchas compactas que se asocian para dar lugar a una forma cóncava más amplia. Así sucede, por ejemplo, en la cabecera del río Ijuez, donde existe una gran capacidad para transportar materiales hasta el río principal y los aportes de estas cabeceras forman una enorme acumulación de gravas y bloques (Martínez Castroviejo y García Ruiz, 1990). También puede apreciarse de forma más detallada en la *Figura 4.24*, en la parte más oriental.

Puigdefábregas y García Ruiz (1983 y 1984) estudiaron la influencia de determinados parámetros físicos del suelo sobre la dinámica de vertientes en la montaña media-alta del Flysch. Estos autores habían comprobado que este ambiente subalpino evolucionaba en gran parte por medio de movimientos en masa superficiales sobre suelos profundos, especialmente deslizamientos traslacionales de plano paralelo a la vertiente. Forman cicatrices de pequeñas dimensiones (entre 10 y 20 metros de diámetro), a cuyo pie se instala un lóbulo de despegue de corto recorrido. Entre sus conclusiones destaca el hecho de que las laderas con pendiente superior a 30° presentan riesgo de rotura incluso con regolito seco, mientras que las que cuentan con pendiente inferior a 15° son estables incluso con regolito saturado. Sobre el terreno esto significa que allí donde la pendiente supera 30° no se ha conservado el suelo, y que los deslizamientos se producen dentro de un rango de pendiente entre 15 y 30°.

Esta conclusión es muy importante para explicar muchos de los rasgos de la dinámica geomorfológica reciente y actual en las áreas culminales del flysch: las laderas más pendientes vieron perder muy pronto el suelo después de la deforestación, y sobre ellas se instalaron procesos de arroyamiento difuso junto con incisiones y algunas cabeceras activas de torrentes. En cambio, las laderas entre 15 y 30° (y, más aún, entre 20 y 25°) de pendiente se han visto (y se ven todavía) afectadas por deslizamientos superficiales que se activan con lluvias de baja frecuencia. Por debajo de 20 o 15° las laderas acogen el producto de los deslizamientos, hasta formar grandes paquetes de suelo. García Ruiz y Puigdefábregas (1983) señalan, no obstante, que las condiciones climáticas actuales no parecen demasiado favorables a la producción de deslizamientos

en las vertientes altas del flysch. Durante las lluvias de noviembre de 1982 en el Pirineo, con registros de 200 mm en 24 horas, se produjeron algunas roturas locales (Martí Bono y Puigdefábregas, 1983), pero en ningún caso hubo una reactivación general a pesar de que tales lluvias presentan recurrencias del orden de 200 años. En el mapa de estados erosivos estos deslizamientos están muy mal representados por su escaso tamaño, aunque muchas manchas aisladas de erosión muy severa corresponden a este tipo de procesos.

Este esquema conceptual se ve reflejado en la distribución del índice $\nabla_x T$ en la zona (figuras 4.27 y 4.28). Destacan los elevados valores negativos alcanzados en las cabeceras de algunos barrancos como en la sierra de La Cuta al NE de Hecho (*Figura 4.27*), o en otros lugares como en La Reclusa, entre el barranco del Hospital y Ansó, en las sierras de La Estiva y Las Blancas - Lecherines, en la cabecera del valle de Aísa, en la cabecera del Ijuez, o en la zona de La Espata, en Villanúa. Una visita a estos lugares confirma la elevada actividad morfodinámica de las cabeceras de estos barrancos, apareciendo el fondo de los mismos completamente relleno de material heterométrico procedente de las mismas hasta varios kilómetros más abajo. Así ha sido descrito, por ejemplo, en la cabecera del Ijuez (Martínez Castroviejo y García Ruiz, 1990), aunque se puede comprobar también en el barranco Romanciete (valle de Urdués), o en los barrancos que descienden desde la divisoria de la Magdalena hacia el valle de Aísa.

Sin embargo, también se pueden encontrar en la *Figura 4.27* algunas manchas con valores negativos de $\nabla_x T$ totalmente inconexas de las red hidrográfica por conectar directamente con zonas cubiertas por pastos o por bosque, lo que limita grandemente la su capacidad de transferir sedimento a la red hidrográfica.

El potencial erosivo elevado se mantiene en las zonas provistas de vegetación, como puede comprobarse en la *Figura 4.28*. Resulta interesante comprobar que los barrancos que proceden de las partes más erosionadas del Flysch conservan valores de $\nabla_x T$ negativos muy bajos, debido a las elevadas pendientes. En muchas vertientes se observa una orla de celdas con valores de $\nabla_x T$ positivos alrededor de los barrancos, lo que evidencia que el acceso de los sedimentos por aporte lateral resulta impedido en la mayor parte de los casos. Esto implica que la mayor parte del sedimento transportado procede de las cabeceras activas, así como del propio cauce de los torrentes, mientras que las laderas no suponen una contribución de sedimento importante.

Caracterización de la erosión y fuentes de sedimento en las Sierras Interiores

Las Sierras Interiores constituyen el ámbito de mayor relieve y altitud del área de estudio. Se encuentran formadas principalmente por litologías resistentes que han favorecido el desarrollo de relieves muy enérgicos, dominados por los cantiles y las acumulaciones de derrubios a los pies de éstos (canchales). La aparición de zonas de menor pendiente y condiciones más favorables para la formación de suelo y la instalación de la vegetación está condicionada por el afloramiento de litologías más blandas o la aparición de rellanos estructurales o de excavación glaciár.

Se trata, pues, de un ambiente característico de alta montaña, lo que justifica el reparto superficial de las distintas categorías del mapa de estados erosivos (*Figura 4.29*, *Tabla 4.7*). Destaca la gran importancia que alcanza en este sector la roca desnuda (37.1%), frente a la escasa representación que esta categoría tiene en el resto de unidades analizadas. La superficie vegetada se debe, a partes iguales, a los pastos de montaña (24.9%) y a los bosques (25%). Aparte de esta categorías, sólo están

representados, en pequeña medida, los prados de fondo de valle (4.5%) y el suelo desnudo (6.2%).

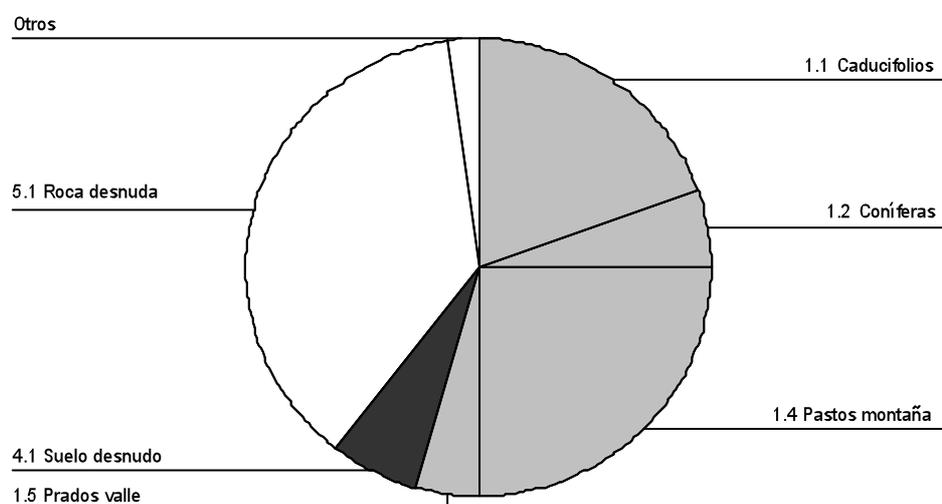


Figura 4.29. Distribución de las distintas categorías del mapa de estados erosivos en las Sierras Interiores.

Categoría	Porcentaje
1. Erosión nula o muy escasa	
1.1 Caducifolios	19.4%
1.2 Coníferas	5.6%
1.3 Matorral denso	0.7%
1.4 Pastos montaña	24.9%
1.5 Prados valle	4.5%
Total	55.1%
2. Erosión moderada	
2.1 Cultivos	0.0%
Total	0.0%
3. Erosión moderada a severa	
3.1 Matorral claro	0.1%
3.2 Roca dura alternante	1.2%
Total	1.3%
4. Erosión severa o muy severa	
4.1 Roca blanda o suelo desnudos	6.2%
Total	6.2%
5. Erosión nula o muy escasa	
5.1 Roca dura desnuda	37.1%
5.2 Depósitos aluviales	0.2%
Total	37.4%

Tabla 4.7. Fracción de la superficie ocupada por las distintas categorías de erosión en las Sierras Interiores.

La Figura 4.24 incluye una parte de las Sierras Interiores (Peña de Agüerri, Castillo de Acher, Peña Forca y valle de Acherito), así como un pequeño sector del

Pirineo Axial en la cabecera del río Aragón Subordán. En ella se puede apreciar la distribución espacial de las formas erosivas en la unidad. La mayor parte de las Sierras están integradas por rocas muy resistentes en relieves escarpados, condiciones que sólo han favorecido localmente el desarrollo de suelo. Por encima de 2400 m predominan los procesos de meteorización física, fundamentalmente gelifracción, que no conducen a la formación de suelos potentes. De ahí que alcancen gran relevancia las manchas extensas de roca dura desnuda. Ese es el caso de la alineación de Peña Ezcaurri y los Alanos, Peña Forca, Bernera, Bisaurín, Aspes, Lecherines y Collarada. Hacia el noroeste las Sierras Interiores recubren el paleozoico del Pirineo Axial por la cabecera del barranco de Acherito, Petrechema y macizo de Añalarra. En la mayor parte de los casos los afloramientos corresponden a calizas masivas (Cretácico y Paleoceno), que propician el desarrollo de relieves kársticos en los que los suelos de descalcificación se refugian en los fondos de las dolinas y entre las grietas de los lapiaces, sin conexión con la red fluvial debido a la ausencia de una verdadera red de drenaje superficial. A su vez los grandes escarpes producen acumulaciones de derrubios, en buena parte todavía activos. Estos escarpes se repiten en los afloramientos de areniscas maestrichtienses, si bien las zonas menos pendientes favorecen la existencia de una mezcla de cantos angulosos y una matriz arenosa sometida a procesos de crioturbación en invierno y primavera.

También existen en las Sierras Interiores algunos afloramientos de calizas margosas y de margas, de edad Cretácico Superior, que han posibilitado el desarrollo de suelos profundos sobre los que se asientan comunidades de pastos alpinos y subalpinos. Estos suelos están localmente sujetos a erosión severa, en parte incentivada por la existencia de deslizamientos superficiales (ladera meridional del Collarada, p. ej.). Las margas se hallan más extendidas en la cabecera del valle de Ansó (Zuriza y Linza), donde aparece la mayor concentración de áreas de erosión severa, con tendencia a la formación de cárcavas. Los ambientes forestales de la cabecera del valle del Esca apenas presentan cicatrices como fuentes de producción de sedimento.

Las áreas de erosión neta en las Sierras Interiores son muy escasas (*Figura 4.27*), por cuanto los bosques y pastos de alta montaña son predominantes en las laderas de las Sierras Interiores. Donde éstos faltan aflora normalmente la litología desnuda, calificada como erosión nula por su resistencia (calizas, areniscas o calcarenitas). Las zonas de erosión severa quedan limitadas a los escasos afloramientos de rocas poco resistentes, como las margas del barranco de Chipeta, en el valle de Ansó. También aparecen en la figura dos zonas de erosión neta, en áreas clasificadas como de suelo desnudo al S del Bisaurín y en la Sierra de Bernera.

Caracterización de la erosión y fuentes de sedimento en el Pirineo Axial

El Pirineo Axial es unidad más pequeña en la cuenca del embalse de Yesa, estando representada en las partes altas de los ríos Aragón Subordán (Selva de Oza, Guarrinza y Aguas Tuertas) y Aragón (Tortuellas, Candanchú, Astún y Canal Roya), con predominio de afloramientos estefanienses y pérmicos. Menor extensión alcanzan otras litologías como las calizas carboníferas (Candanchú), las cuarcitas silúricas (margen derecha del río Aragón Subordán), o las areniscas y pizarras devónicas (Astún). A pesar de constituir el eje de la cordillera, en el Pirineo Axial no se alcanzan las máximas altitudes del área de estudio, ni se encuentran los relieves más enérgicos. En cambio, la alternancia de litologías erosionables y resistentes ha favorecido la excavación de amplias cubetas y depresiones, como las referidas de Guarrinza-Aguas Tuertas o de Canal Roya.

Se trata, no obstante, de un paisaje claramente alpino, debido a la elevada altitud media, lo que explica la proporción que ocupan las distintas categorías de erosión y las principales formaciones vegetales (*Figura 4.30 y Tabla 4.8*).

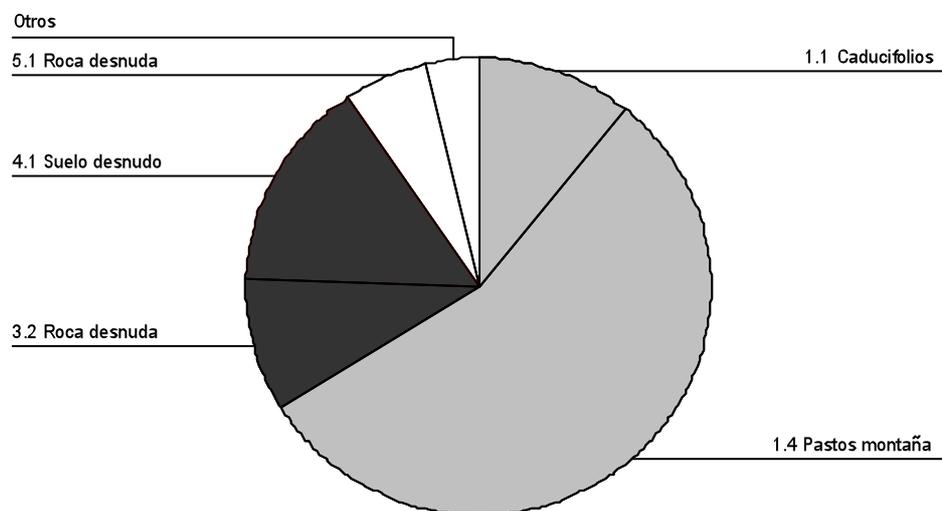


Figura 4.30. Distribución de las distintas categorías del mapa de estados erosivos en el Pirineo Axial.

Categoría	Porcentaje
1. Erosión nula o muy escasa	
1.1 Caducifolios	10.9%
1.2 Coníferas	2.0%
1.3 Matorral denso	0.3%
1.4 Pastos montaña	55.3%
1.5 Prados valle	0.7%
Total	69.2%
2. Erosión moderada	
2.1 Cultivos	0.3%
Total	0.3%
3. Erosión moderada a severa	
3.1 Matorral claro	0.0%
3.2 Roca dura alternante	9.4%
Total	9.4%
4. Erosión severa o muy severa	
4.1 Roca blanda o suelo desnudos	14.9%
Total	14.9%
5. Erosión nula o muy escasa	
5.1 Roca dura desnuda	5.9%
5.2 Depósitos aluviales	0.3%
Total	6.1%

Tabla 4.8. Fracción de la superficie ocupada por las distintas categorías de erosión en el Pirineo Axial.

Así, los pastos de montaña predominan ampliamente sobre cualquier otra cubierta. Los bosques, aunque importantes (10.9%), se ven reducidos a masas de caducifolios o mixtos, fundamentalmente hayedos-abetales, siendo muy escasas las masas puras de coníferas (2%). Los cantiles de roca dura desnuda están también presentes, aunque en una proporción mucho menor que en las Sierras Interiores (5.9%). En contraste con éstas, el Pirineo Axial presenta una parte importante de su superficie altamente erosionada, debido al afloramiento de litologías poco consistentes (14.9%). También son relevantes en este sector los afloramientos de rocas duras en estratos finos alternantes, los que las hace moderadamente vulnerables a la erosión (9.4%).

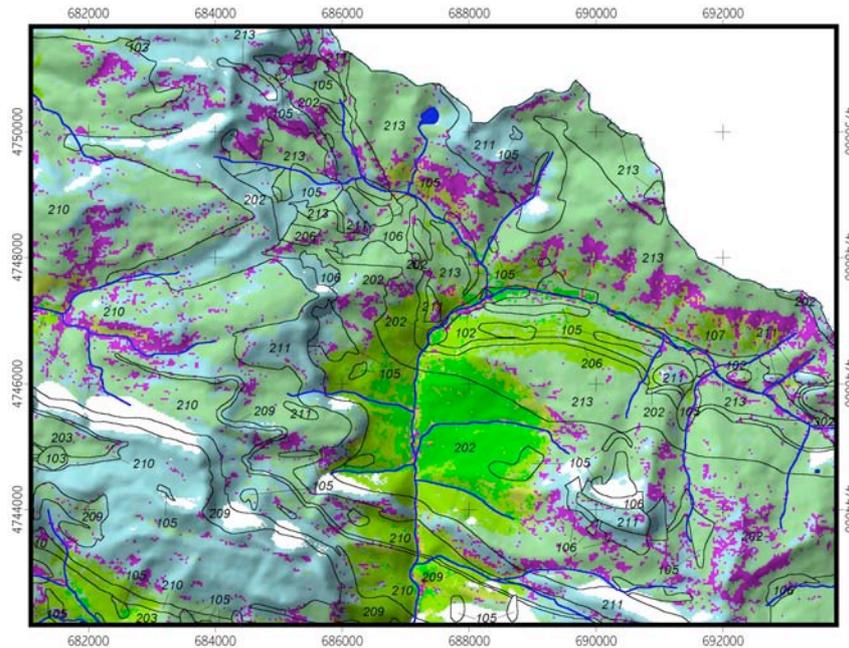


Figura 4.31. Detalle del mapa de estados erosivos, sector Pirineo axial. Litología: 202: lutitas y areniscas; 203: facies flysch; 209: calcarenitas; 210: margas calcáreas; 211: calizas masivas; 213: grauvacas y pizarras; 102: fondos aluviales; 105: morrenas; 106: canchales y gleras. La leyenda se puede consultar en la Figura 4.15.

La Figura 4.31 muestran la distribución de las distintas categorías de estados erosivos en un sector del Pirineo Axial. Los materiales más significativos por su erosionabilidad son los afloramientos estefanienses y pérmicos, compuestos esencialmente por arcillas, areniscas arcillosas y conglomerados. Ellos son los que explican la extensión relativamente elevada de las áreas de erosión severa, sobre todo en el valle del río Aragón Subordán donde son especialmente activos los alrededores del Castillo de Acher (barranco del Barcal, Collado de Acher). Más extensos aún son los afloramientos erosionados de Canal Roya, que toma su nombre precisamente del color de la roca desnuda. La pizarras y areniscas de Astún producen asimismo laderas altamente erosionadas, aunque en este caso intervienen deslizamientos profundos que generan grandes cicatrices escasamente colonizadas por la vegetación.

Las áreas menos pendientes, especialmente en los fondos de valle, tienden a estar ocupadas por pastos subalpinos, escasamente afectados por la erosión, como sucede en Guarrinza y Aguas Tuertas, en el valle del Aragón Subordán, y en el fondo de Astún, Canal Roya e Izas, donde son escasas las cicatrices de erosión, a lo sumo provocadas por algunos movimientos en masa de pequeño tamaño. En la Selva de Oza (Aragón

Subordán), donde el sustrato estefaniense y pérmico es también muy abundante, las posibilidades erosivas son muy pocas por el denso cubrimiento que proporcionan los bosques de caducifolios y mixtos. En este caso la erosión sólo se hace verdaderamente importante cuando desaparece el bosque en altitud, en las laderas que conectan con la base del Castillo de Acher, confirmando una vez más la importancia de la protección que producen los bosque densos.

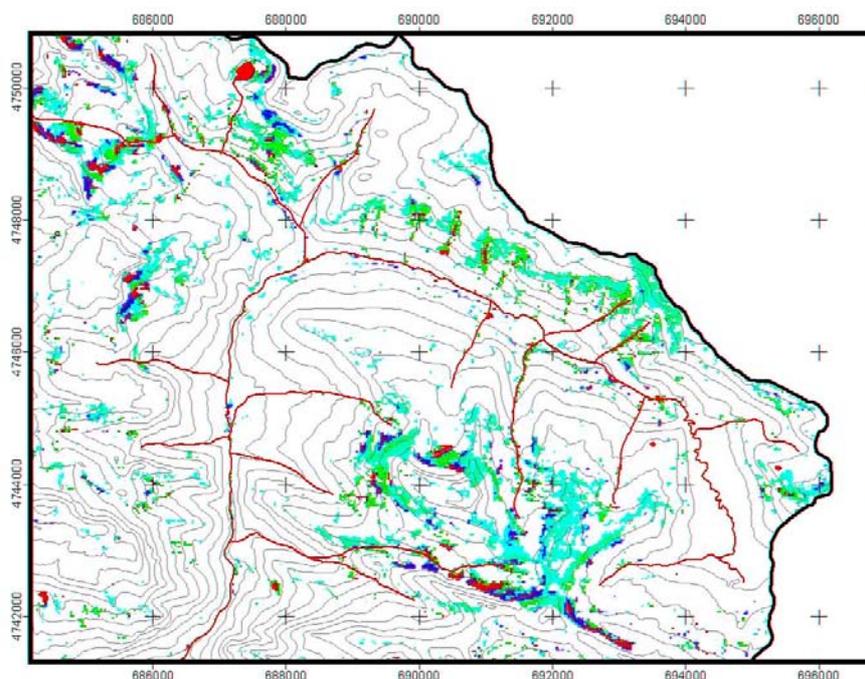


Figura 4.32. Detalle del mapa del potencial de erosión / sedimentación sobre las áreas de erosión moderada a muy severa, Pirineo Axial. Esc. aprox., 1:90 000.

En la *Figura 4.32* se puede ver un detalle del mapa del índice $\nabla_x T$ en las zonas de erosión severa, correspondiente a la parte alta del río Aragón Subordán. Aparecen en la figura tres focos de erosión, correspondientes a las lutitas y areniscas en facies Culm del Aragón Subordán, las lutitas devónicas de Acherito y las lutitas rojas pérmicas del collado de Acher. Estas áreas representan una elevada contribución de sedimento al río Aragón Subordán, dado que coinciden con áreas de cabecera de barrancos muy activos, llegando a formarse incluso redes de cárcavas. Este hecho se comprueba a simple vista en el cauce del citado río en la zona del refugio de la Mina y más abajo, donde se pueden ver acumulaciones de material de tamaño arenas y limos con la inconfundible tonalidad rojiza del pérmico de la zona. Otro sector con importantes áreas de erosión neta (fuera de la figura) lo constituye la zona del circo de Astún - La Raca, Canal Roya y cara norte de Izas, donde existen extensos afloramientos desnudos de grauwacas con pizarras y arcillas con areniscas (de nuevo la facies Culm).

En la *Figura 4.33* se muestra, para la misma zona, la distribución de $\nabla_x T$ en las áreas de erosión nula o escasa. Se puede comprobar la existencia de bandas de sedimentación a lo largo de las laderas cubiertas por bosques, sobre todo en los márgenes de los barrancos que las surcan. Es interesante comprobar que la forma en artesa (perfil en U) de los valles de origen glaciar es causa, debido a su concavidad, de la aparición de importantes orlas de sedimentación de material también en el fondo del

valle, dificultando en general el aporte lateral de sedimento de las laderas. En cambio, la actividad de los barrancos secundarios aparece muy destacada, por lo que se puede decir que como en el caso de las Sierras Interiores casi la totalidad del aporte de sedimentos procede de las áreas de cabeceras activas. Este extremo se puede apreciar por ejemplo en la zona de Aguas Tuertas, en la cabecera del río Aragón Subordán.

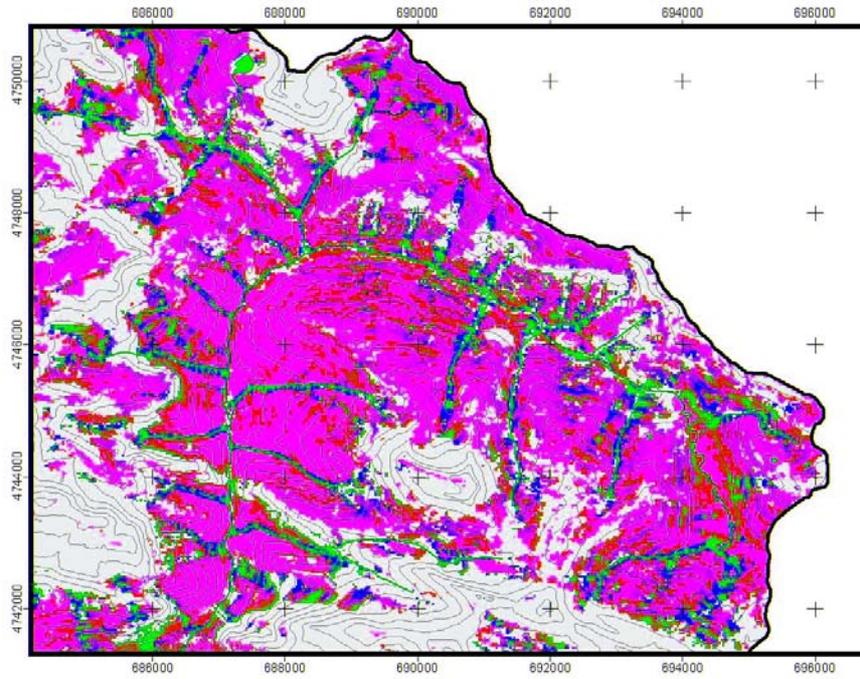


Figura 4.33. Detalle del mapa del potencial de erosión / sedimentación sobre las áreas de erosión nula o escasa, Pirineo Axial.

5. CONCLUSIONES

La erosión, entendida como arranque de partículas del suelo, y el transporte de sedimento son procesos complejos cuya ocurrencia en el tiempo y en el espacio no es constante ni homogénea. Ambos presentan, además, una elevada relación con la escala, ya que determinados procesos se activan sólo a partir de ciertos valores de caudal de escorrentía y sus efectos no siempre se suman puesto que la conexión espacial entre los mismos no siempre está asegurada. Es por ello que los resultados y conclusiones extraídos a una escala no pueden extrapolarse directamente a otra escala.

El mayor grado de complejidad se da en el caso de cuencas hidrográficas con un tamaño superior a los 30-100 km², al coexistir los procesos de erosión y transporte característicos de las vertientes (erosión laminar y en regueros) con los procesos de incisión lineal (abarrancamiento, avance de cabeceras) y con procesos ya netamente fluviales (erosión lateral, sedimentación en el cauce y en la llanura aluvial). Es la combinación de todos estos procesos, actuando a diferentes escalas espaciales y temporales, la que determina finalmente la exportación de sedimento de la cuenca, expresada como caudal de sedimento en su punto más bajo. Es esta combinación de factores, asimismo, la responsable de que haya que diferenciar entre áreas erosionadas y fuentes de sedimento en una cuenca. De esta manera, para conocer cuáles son las zonas responsables de la mayor parte del sedimento exportado por una cuenca deberemos partir, naturalmente, de estudiar las zonas sujetas a procesos de erosión activos, para analizar posteriormente el transporte del sedimento generado en las mismas y su conectividad con la red hidrográfica, responsable de la evacuación final del sedimento.

En este trabajo se ha desarrollado una metodología para estudiar la erosión y la producción de sedimento en una cuenca compleja de tamaño grande, mediante el uso de modernas técnicas de información geográfica. En primer lugar se ha elaborado un mapa de estados erosivos mediante técnicas de clasificación multitemporal de imágenes de satélite e información topográfica y temática (mapa litológico). La realización de dicha cartografía se basa en el supuesto de que todas las zonas caracterizadas por el afloramiento de suelo o de litologías blandas desprovistos de cubierta vegetal eran indicativos de procesos de erosión severos, en contraste con aquellas zonas con una cubierta vegetal densa, donde la erosión se suponía escasa. Los afloramientos de rocas resistentes, así como los depósitos aluviales y de gravedad, se han clasificado como sujetos a erosión hídrica nula o muy escasa.

En segundo lugar se ha elaborado un modelo de transporte de sedimento por el caudal de escorrentía superficial, capaz de ser aplicado tanto a la escorrentía laminar como a la escorrentía concentrada. La capacidad de transporte de sedimento se ha considerado proporcional a la potencia hidráulica de la escorrentía, para cuya estimación se ha empleado el método del número de curva del SCS de los Estados Unidos. La tasa de variación en el espacio de la capacidad de transporte de sedimento $\nabla_x T$ se puede utilizar, por tanto, como índice del potencial de erosión o sedimentación en un punto. Esto último se cumple para aquellas zonas donde la erosión se encuentre limitada por la capacidad de transporte de sedimento, por lo que el índice mencionado se ha aplicado de manera diferenciada a las zonas afectadas por erosión severa y a las zonas protegidas de la erosión. En las primeras, el valor del índice $\nabla_x T$ indica la tendencia de un punto del paisaje a la erosión o la acumulación de material. Analizando el recorrido entre las zonas erosionadas y la red hidrográfica es posible establecer por tanto si el sedimento generado en las primeras será transportado hasta las segundas, o si bien será depositado y acumulado en una posición intermedia. En el caso de las zonas

provistas de una densa cubierta vegetal, el índice $\nabla_x T$ se puede utilizar sólo como indicación del potencial morfogenético de las vertientes, de manera que se puede estimar la posible instalación de procesos erosivos si se alteraran las condiciones protectoras del suelo.

La aplicación de técnicas de teledetección ha permitido la obtención de un mapa de estados erosivos de la cuenca de Yesa, que muestra las áreas sujetas a diferentes niveles de erosión. Así, se ha podido comprobar que el 11% de la superficie de la cuenca se encuentra sujeta a procesos de erosión calificados de severos, al aparecer los suelos o una roca blanda directamente expuestos o con una cobertura vegetal inferior al 10%. El 17% del territorio soporta una erosión moderada a severa, coincidiendo con superficies en las que el suelo o una roca blanda se encuentran deficientemente recubiertos por la vegetación (10-50% de cobertura). Se trata en general de áreas marginales donde el establecimiento de la vegetación es difícil, o más generalmente de áreas sujetas a sobrepastoreo, o bien zonas de cultivo de cereal en pendientes superiores a 8°. La mayor parte del área de estudio (64%) ha sido calificada como de erosión nula a moderada, al presentar un cubrimiento vegetal superior al 50%, incluyendo bosques de caducifolios y coníferas, matorral y pastos. Finalmente, el 8% restante presenta una erosión nula, debido a que se trata de afloramientos desnudos de rocas duras (calizas, calcarenitas, etc), que no están afectadas realmente por la erosión hídrica, aunque experimentan por supuesto procesos de disolución y meteorización mecánica, que no han sido considerados en este trabajo.

Se ha podido establecer la importancia relativa de la erosión en las distintas litologías. Así, las litologías más erosionadas son con diferencia las margas, seguidas de las margocalizas y las lutitas del Pérmico. Otras formaciones, como el flysch eoceno, concentran una elevada proporción de las áreas de erosión severa, pero esto es debido a su preponderancia superficial entre las litologías aflorantes.

Las características de las áreas de erosión severa, así como el grado de conectividad con la red hidrográfica, difieren mucho de unas unidades a otras, en función de la topografía, la litología y la cubierta vegetal. Estas son las principales situaciones identificadas:

i. *Erosión sobre litologías resistentes (calizas, calcarenitas, areniscas, conglomerados) en las Sierras Interiores y el Pirineo Axial.* Se trata de litologías poco erosionables en general, en las que la mayor parte de su superficie aflorante está bien protegida por la vegetación o bien aparece como roca desnuda, con erosión nula. La erosión severa representa únicamente entre el 3 y el 8% de la superficie, y aparece en general ligada a cabeceras activas de barrancos sobre suelo forestal o pastos supraforestales. Representa un medio de elevado dinamismo, puesto que la pérdida completa del suelo y la transición a roca desnuda es muy rápida, y el mayor peligro lo constituye el avance lateral de la superficie erosionada, puesto que la incisión lineal (profundización) se ve dificultada por la resistencia de la litología subyacente. La conectividad con la red hidrográfica es inmediata, pues se trata de los nacimientos de algunos de los principales barrancos que drenan los reslieves mencionados.

ii. *Erosión sobre litologías poco resistentes (margas con calizas, lutitas y areniscas del Pérmico, grauvacas y pizarras en facies Culm) y depósitos morrénicos de las Sierras Interiores y el Pirineo Axial.* Situadas en el mismo ámbito geoestructural que las anteriores, presentan similares pendientes y elevación, aunque en general tienden a

formar depresiones relativas debido a su mayor erosionabilidad. La erosión severa es mucho más importante en estas litologías, yendo desde 13% en las morrenas al 20% de la superficie en las margas con calizas. La erosión severa se debe como en el caso anterior a la instalación de cabeceras activas de barranco, ocupando en general posiciones elevadas en las laderas, por encima o en el límite superior del bosque, sobre pendientes elevadas. En este caso la actividad erosiva en las cabeceras es doble, tanto de expansión lateral como de profundización. La conectividad con red hidrográfica es, de nuevo, inmediata.

iii. *Erosión sobre las lutitas, margas y areniscas en facies flysch*. Aunque el grado de competencia de esta formación no es muy alto, la erosión severa no es especialmente importante en este ámbito, afectando tan sólo al 6% de la superficie. Aparece de forma localizada, ligada a procesos diversos como cabeceras activas de torrentes, cursos de barrancos especialmente incisivos, o deslizamientos (de pequeño tamaño pero muy frecuentes). La conectividad con la red hidrográfica de estos últimos es, por lo general, bastante escasa, produciéndose el depósito del material en la misma ladera. También es relevante en este ámbito litológico (8%) la presencia de áreas de erosión moderada a severa ligada a antiguos cultivos en pendiente y al sobrepastoreo, normalmente en las partes más bajas y de menor pendiente de las laderas. Se trata por lo general de áreas sujetas a la erosión por arroyada laminar, que a pesar de presentar un elevado nivel de erosión, con lavado casi total de partículas finas en superficie, muestra una conectividad bastante difícil con la red hidrográfica, aunque en ocasiones favorecen la instalación de cabeceras de barrancos.

iv. *Erosión sobre litologías poco resistentes (margas eocenas de la fm. Pamplona) y depósitos cuaternarios (glacis y terrazas) de la Depresión Interior*. La presencia de áreas erosionadas es muy importante en este ámbito, afectando la erosión severa al 29% de los afloramientos de margas. La erosión en las margas, muy activa, llega a configurar paisajes de cárcavas, por lo general bien conectadas con la red hidrográfica. La erosión severa en glacis y terrazas altas se concentra en los márgenes de las mismas, asociada a una red muy densa de pequeños barrancos que se instalan en los escarpes donde afloran las margas y que en su retroceso disectan las superficies de escasa pendiente que éstas conforman. Precisamente estas amplias superficies de escasa pendiente de glacis y terrazas en la Depresión Interior son ampliamente aprovechadas para el cultivo del cereal, lo que condiciona que la mayor parte de este espacio (74%) esté considerado como de erosión moderada a severa, aunque la mayor parte del sedimento generado es retenido en los propios márgenes de las parcelas.

v. *Erosión sobre litologías poco resistentes en la Cuenca molásica (lutitas con areniscas del Oligoceno)*. Aunque el relieve en las depresiones de la Cuenca Molasa no presenta la planitud de los glacis y terrazas de la Depresión Interior, también una parte importante de esta área se encuentra dedicada a campos de cultivo sobre topografía ondulada, lo que justifica que más de un tercio (36%) de la superficie obtenga un grado de erosión moderada a severa. La erosión intensa, asociada en muchas ocasiones a frentes de cuesta, llega al 12%, aunque la conectividad no está asegurada en muchos casos al conectar éstos directamente con unidades de menor pendiente.

De manera más concreta, las principales fuentes de sedimento en la cuenca del río Aragón son las siguientes:

- i. La cabecera pérmica del río Aragón Subordán, especialmente los alrededores del Castillo de Acher.
- ii. La cabecera pérmica del río Aragón (valle de Canal Roya).
- iii. Las cabeceras activas de barranco en la sierra de la Cuta, en la cabecera del río Romanciete (valle de Urdués).
- iv. La cabecera del valle de Aísa, incluyendo las laderas de las Blancas y el collado de la Magdalena, donde la deforestación medieval intensificó los procesos erosivos.
- v. La cabecera del río Ijuez.
- vi. Las margas de la Depresión Interior, especialmente en la franja de contacto con el flysch, así como en el curso bajo de los ríos Veral y Majones, en torno a las localidades de Berdún, Biniés y Villarreal de la Canal. Debido a su importante extensión superficial, a la elevada tasa de meteorización, a la, en general, buena conexión con barrancos que drenan directamente en el río principal y a su baja posición en el contexto de la cuenca, las cárcavas en margas se pueden considerar como la principal fuente de sedimento de la cuenca del embalse de Yesa.

BIBLIOGRAFÍA

- Albareda J.M. y Gutiérrez E., 1946, Suelos del Pirineo, *Estudios Geográficos*, 22.
- Albentosa L.M., 1983, Precipitaciones excepcionales e inundaciones durante los días 6 al 8 de noviembre de 1982 en Cataluña, *Estudios Geográficos* 170-171:229-273.
- Alonso C.V, Neibling W.H. y Foster G.R., 1981, Estimating sediment transport capacity in watershed modeling, *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 24:1211-1220.
- Arnold J.G., Williams J.R. y Maidment D.R., 1995, Continuous-time water and sediment routing model for large basins, *J. Hydraulic. Eng.*, 121(2):171-183.
- Arnold J.G., Williams J.R., Griggs R.H. y Sammons N.B., 1990, SWRRB - A basin scale simulation model for soil and water resources management, A&M Press, Texas.
- Atkinson E., 1995, Methods for assessing sediment delivery in river systems, *Hydrological Sciences Journal*, 40(2):273-280.
- Avendaño Salas, C., Cobo Rayán, R. y Gómez Montaña, J.L, Sanz Montero E., 1997, Procedimiento para evaluar la degradación específica (erosión) de cuencas de embalses a partir de los sedimentos acumulados en los mismos, Aplicación al estudio de embalses españoles, *Ingeniería Civil*, 99:51-58.
- Bagnold R.A., 1980, An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers, *Proceedings of the Royal Society*, 372A:453-473.
- Barekyan A.S., 1962, Discharge of channel forming sediments and elements of sand waves, *Transactions of the American Geophysical Union* 2:128-130.
- Bathurst J.C., 2002, Physically-based erosion and sediment yield modelling: the SHETRAN concept, en W. Summer y D.E. Walling (eds.), *Modelling erosion, sediment transport and sediment yield*, IHP-VI Technical Documents in Hydrology, nº 60, UNESCO, Paris.
- Beasley D.B., Huggins L.F. y Monke E.J., 1980, ANSWERS: a model for watershed planning, *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 23(4):938-944.
- Bird R. y Riordan C., 1984, Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the Earth's surface for cloudless atmospheres, Golden Co, Solar Energy Research Institute – U.S. Department of Energy.
- Bird R., 1984, A simple, solar spectral model for direct normal and diffuse horizontal irradiance, *Solar Energy* 32(4):461-471.
- Bowers S.A. y Hanks R.J., 1965, Reflection of radiant energy from soils, *Soil Science* 100(2):130-138.
- CEDEX, 1988, *Reconocimiento batimétrico del embalse de Yesa*, Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas - Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, Madrid, 63 p.
- Chang H.H., 1979, Minimum stream power and river channel patterns, *J. of Hydrol.*, 41:303-327.
- Chueca P., Peña J.L., Lampre F., García-Ruiz J.M. y Martí-Bono C., 1998, *Los glaciares del Pirineo aragonés: estudio de su evolución y extensión actual*, Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio - Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 104 p.
- Church M., Ham D., Hassan M. y Slaymaker H.O., 1999, Fluvial clastic sediment yield in Canada: scaled analysis, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36:1267-1280.
- Costa-Cabral M.C. y Burges S.J., 1994, Digital elevation model networks (DEMON): a model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas, *Water Resources Research*, 30(6):1681-1692.
- Creus J., 1983, *El clima del Alto Aragón Occidental*, Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos nº 109, Jaca.
- Crist E.P. y Kauth R.J., 1986, The tasseled cap de-mystified, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 52(1):81-86.
- CSIC, 1970, *Mapas de suelos de las provincias de Zaragoza, Huesca y Logroño, esc. 1/250 000*, Instituto Nacional de Edafología y Agrobiología 'José María Albareda', Madrid.

- Cuadrat J.M., 1981, *El clima del Pirineo Central. Ensayo de aplicación al turismo de montaña*, Tesis doctoral inédita, Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Zaragoza.
- Cuadrat J.M., 1999, *El clima de Aragón*, Zaragoza, Colección CAI 100, 109 p.
- De la Riva J., 1997, *Los montes de la Jacetania. Caracterización física y explotación forestal*, Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Zaragoza, 358.
- De Roo A.P.J., 1996, Soil erosion assessment using GIS, en V.P. Singh y M. Fiorentino (Eds), *Geographical Information Systems in Hydrology*, Kluwer, Holanda, 339-356.
- De Roo A.P.J., Wesseling C.G., Cremers N.H.D.T., Verzaandvoort M.A., Ritsema C.J. y Oostinde K., 1996, LISEM - A physically based model to simulate runoff and soil erosion in catchments: model structure, en O. Slaymaker (ed.), *Geomorphic hazards*, John Wiley, Nueva York.
- Dedkov A.P. y Moszherin V.T., 1992, Erosion and sediment yield in mountain areas of the world, en D.E. Walling, T.R. Davies y B. Hasholt (eds.), *Erosion, debris flows and environment in mountain regions*, *IAHS Publication*, 209:29-36.
- Dedkov A.P., 2004, The relationship between sediment yield and drainage basin area, en V. Golosov, V. Belyaev y D.E. Walling (eds.), *Sediment transfer through the Fluvial System*, *IAHS Publication*, 288:197-204.
- Del Barrio G., Creus J. y Puigdefábregas J., 1990, Thermal seasonality of the high mountain belts of the Pyrenees, *Mountain Research and Development*, 10(3):227-233.
- Dendy F.E. y Bolton G.C., 1976, Sediment yield-runoff-drainage area relationships in the United States, *Journal of Soil and Water Conservation*, 31:264-266.
- Dickinson W.T. y Wall G.J., 1977, The relationship between source-area erosion and sediment yield, *Hydrological Sciences Bulletin*, 22:527-530.
- Dubucq M., Darteyre J.P. y Revel J.C., 1991, Identification and cartography of soil surface erosion and crusting in the Lauragais (France) using SPOT data and a DEM, *ITC Journal* 1991(2):71-77.
- Einsele G. y Hinderer M., 1997, Terrestrial sediment yield and the lifetime of reservoirs, lakes and larger basins, *Geologische Rundschau*, 86:288-310.
- Einsele G. y Hinderer M., 1997, Terrestrial sediment yield and the lifetimes of reservoir, lakes, and larger basins, *Geologisches Rundsch*, 86:288-310.
- Elwell H.A., 1978, Soil loss estimation: compiled works of the Rhodesian multi-disciplinary team on soil loss estimation, Institute of Agricultural Engineering, Harare (Zimbabwe).
- Engman E.T., 1986, Roughness coefficients for routing surface runoff, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering ASCE*, 112(1):39-53.
- Felícísimo A.M., 1994, Modelos digitales del terreno. Introducción y aplicaciones a las ciencias ambientales, Oviedo, Pentalfa ediciones, 220 p.
- Foresman T.W. y Serpi T., últ. visita: jun 2002, *Applications in Remote Sensing*, <http://research.umbc.edu/~tbenja1/volume4.html>.
- Freeman T.G., 1991, Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid, *Computers and Geosciences*, 17:413-422.
- Fregenal M., López Gómez J. y Martín Chivelet J., 2000, *Diccionario Oxford - Complutense de Ciencias de la Tierra*, Editorial Complutense, Madrid, 879 p.
- Gallant J.C. y Wilson J.P., 1996, TAPES-G: a grid-based terrain analysis program for the environmental sciences, *Computers & Geosciences*, 22(7):713-722.
- Gallart F., 1995, The relative geomorphic work affected by four processes in rainstorms: a conceptual approach to magnitude and frequency, *Catena* 25:353-364.
- Gallart F., Llorens P., Latron J. y Rabadà D., 1997, Hydrological functioning of Mediterranean mountain basins in Vallcebre, Catalonia. Some challenges for hydrological modelling, *Hydrological Processes*, 11:1263-1272.
- García Ruiz J.M., 1976, Modos de vida y niveles de renta en el Prepirineo del Alto Aragón Occidental, Instituto Pirenaico de Ecología, Jaca, 272 pp.
- García Ruiz J.M., 1990, La montaña: una perspectiva geoecológica, en J.M. García Ruiz (ed.), *Geoecología de las áreas de montaña*, Geoforma, Logroño, 15-31.

- García Ruiz J.M., 1997, La agricultura tradicional de montaña y sus efectos sobre la dinámica hidromorfológica de laderas y cuencas, en J.M. García Ruiz y P. López García (eds.), *Acción humana y desertificación en ambientes mediterráneos*, Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, 119-144.
- García Ruiz J.M., 1999, La producción científica de la Geomorfología española y su impacto, a través de las publicaciones periódicas, Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, 104 p.
- García Ruiz J.M., Beguería S., López Moreno J.I., Lorente A. y Seeger M., 2001b, *Los recursos hídricos superficiales del Pirineo aragonés y su evolución reciente*, Geoforma, Logroño, 192 pp.
- García Ruiz J.M., Lasanta T., Ortigosa L., Ruiz-Flaño P., Martí C. y González C., 1995a, Sediment yield under different land uses in the Spanish Pyrenees, *Mountain Research and Development*, 15(3):229-240.
- García Ruiz J.M., Martínez Castroviejo R. y Gómez Villar A., 1990a, La exportación de sedimentos por la red fluvial en áreas de montaña, en J.M. García Ruiz (ed.), *Geoecología de las áreas de montaña*, Geoforma, Logroño, 220 p.
- García Ruiz J.M., Puigdefábregas J. y Creus J., 1985a, *Recursos hídricos superficiales del Alto Aragón*, Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca.
- García-Ruiz J.M. y Valero B., 1998, Historical geomorphic processes and human activities in the Central Spanish Pyrenees, *Mountain Research and Development*, 18(4):309-320.
- García-Ruiz J.M. y Lasanta T., 1993, Land-use conflicts as a result of land-use change in the Central Spanish Pyrenees: A review, *Mountain Research and Development* 13(3):295-304.
- García-Ruiz J.M. y Ortigosa L., 1999, Algunos efectos de las repoblaciones forestales: cambios en la dinámica de los cauces en pequeñas cuencas del Pirineo Central español, *Cuaternario y Geomorfología*, 2:33-42.
- García-Ruiz J.M. y Puigdefábregas J., 1984, Inestabilidad de laderas en el Pirineo aragonés: Tipos de movimientos y su distribución geográfica. Jornadas sobre Inestabilidad de laderas en el Pirineo. E.T.S.I. Caminos, pp. 141-152, Barcelona.
- García-Ruiz J.M. y Puigdefábregas J., 1982, Formas de erosión en el Flysch Eoceno surpirenaico, *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 8:85-128.
- García-Ruiz J.M., Arnáez J., White S.M., Lorente A. y Beguería S., 2000a, Uncertainty assessment in the prediction of extreme rainfall events: an example from the central Spanish Pyrenees, *Hydrological Processes* 14:887-898.
- García-Ruiz J.M., Beguería S. y Lorente A., 2000b, Eventos hidrológicos de baja frecuencia en el Pirineo Central español y sus efectos geomorfológicos, *Serie Geográfica* 9:163-176.
- García-Ruiz J.M., González Rebollar J.L., Ibáñez Martí J.J., López García P., Martín Lou M.A., Puigdefábregas J., De la Rosa D. y Rubio J.L., 1996c, *Programa Interáreas del CSIC sobre desertificación en ambientes mediterráneos: aspectos físicos, culturales, sociales y económicos*, Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, 27 p.
- García-Ruiz J.M., Lana-Renault N., Beguería S., Valero-Garcés B., Lasanta T., Arnáez J., López-Moreno J.I., Regüés D. y Martí-Bono C., 2004, Temporal and spatial interactions of slope and catchment processes in the Central Spanish Pyrenees, en *Sediment Transfer through the Fluvial System*, Proceedings of a symposium held in Moscow, August 2004, IAHS Publ. 288, 21-28.
- García-Ruiz J.M., Lasanta T., González C., Martí C., White S., Errea M.P., y Maestro M., 1996b, La agricultura marginal como fuente de sedimentos en el Pirineo Central, *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 21: 123-132.
- García-Ruiz J.M., López Bermúdez F. y Romero Díaz A., 2001a, Geomorfología de vertientes y procesos de erosión, en A. Gómez Ortiz y A. Pérez González (eds.), *Evolución reciente de la Geomorfología española (1980-2000)*, Sociedad Española de Geomorfología, Barcelona, 223-252.
- García-Ruiz J.M., Martí-Bono C., Lorente A. y Beguería S., 2002, Geomorphological consequences of frequent and infrequent pluviometric and hydrological events in a Mediterranean mountain area, *Mitigation and adaptation strategies for global change*, 7(3):303-320.

- García-Ruiz J.M., White S.M., Martí C., Valero B., Errea M.P., y Gómez-Villar A., 1996a, *La catástrofe del barranco de Arás (Biescas, Pirineo aragonés) y su contexto espacio-temporal*, Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, 54 pp.
- Gilabert M.A., Conese C. y Maselli F., 1994, An atmospheric correction method for the automatic retrieval of surface reflectance from TM images, *International Journal of Remote Sensing* 15(10):2065-2086.
- Graf W.L., Changes in stream power in the Henry Mountains, Utah, *Annals of the Association of American Geographers*, 73:373-387.
- Gutiérrez Elorza M., García-Ruiz J.M., Goy J.L., Gracia F.J., Gutiérrez Santolaya F., Martí C., Martín-Serrano A., Pérez González A. y Zazo C., 2002, Quaternary, en W. Gibbon y T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*, The Geological Society, Londres, 335-366.
- Hair J.F., Anderson R.E., Tatham R.L. y Black W.C., 1999, *Análisis multivariante* (5ª ed), Ed. Prentice Hall Iberia, Madrid, 832 pp.
- Hairsine P.B. y Rose C.W., 1992a, Modelling water erosion due to overland flow using physical principles. 1. Sheet flow, *Water Resour. Res.* 28:237-243.
- Hairsine P.B. y Rose C.W., 1992b, Modelling water erosion due to overland flow using physical principles. 2. Rill flow, *Water Resour. Res.* 28:245-250.
- Higuera A., 1981, Los suelos, en AA.VV., *Geografía de Aragón*, Zaragoza, Guara editorial, 188-202.
- Holben B. y Justice C., 1980, The topographic effect on spectral response from nadir-pointing sensors, *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* 46(9):192-200.
- Hudson N.W., 1976, *Conservación del suelo*, Ed. Reverte, Barcelona, 355 p.
- Huete A.R., 1986, Separation of soil-plant spectral mixtures by factor analysis, *Remote Sensing of the Environment* 19:237-251.
- Huete A.R., Jackson R.D. y Post D.F., 1985, Spectral response of a plant canopy with different soil backgrounds, *Remote Sensing of the Environment* 17:37-53.
- Huete A.R., Post D.F. y Jackson R.D., 1984, Soil spectral effects on 4-space vegetation discrimination, *Remote Sensing of the Environment* 15:155-165.
- Inbar M., 1992, Rates of fluvial erosion in basins with a Mediterranean type climate, *Catena*, 19(3-4):393-409.
- Iqbal M., 1983, *An introduction to solar radiation*, Nueva York, Academic Press, 101 pp.
- Jetten V., de Roo A. y Favis-Morlock D., 1999, Evaluation of field-scale and catchment-scale soil erosion models, *Catena*, 37(3-4):521-541.
- Jetten V., Govers G. y Hessel R., 2003, Erosion models: quality of spatial predictions, *Hydrological Processes*, 17:887-900.
- Julien P.Y. y Simons D.B., 1985, Sediment transport capacity of overland flow, *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 28(3):755-762.
- Justus C.G. y Paris M.V., 1985, A model for solar spectral irradiance at the bottom and top of a cloudless atmosphere, *Journal of Climate and Applied Meteorology* 24:193-205.
- Kaufman Y.F. y Fraser R.S., 1984, Atmospheric effect on classification of finite fields, *Rem. Sens. Envir.* 15:95-118.
- Kaufman Y.F., 1985, The Atmospheric effect on the separability of field classes measured from satellites, *Rem. Sens. Envir.* 18:21-34.
- Kirkby M.J., 1988, Modelling across scales: the MEDALUS family of models, en J. Boardman y D. Favis-Mortlock (eds), *Modelling Soil Erosion by water*, Springer, Berlin, 161-73.
- Knisel W.G., 1980, *CREAMS: a field-scale model for chemical, runoff and erosion from agricultural management systems*, Conservation Research Report 26, US Dept. of Agriculture, Washington (EEUU).
- Kojima M., 1958a, Relationship between size of soil particles and soil colors, *S. Pl. Food* 3(4):204.
- Kojima M., 1958b, On the relation between soil color and its moisture content, *S. Pl. Food* 3(4):206.
- Kondratyev K.Y., 1977, *Radiation regime on inclined surfaces*, Note Technique 152, MF No. 79 N 11613, World Meteorological Organization, Ginebra.

- Kowalik W.S., Lyon R.J.P. y Switzer P., 1983, The effects of additive radiance terms on ratios of Landsat data, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 49(5):659-669.
- Laflen J.M., Lane L.J. y Foster G.R., 1991, WEPP: a new generation of erosion prediction technology, *J. Soil Water Conserv.*, 46(1):34-38.
- Laflen J.M., Lane L.J. y Foster G.R., 1991, WEPP: a new generation of erosion prediction technology, *J. Soil Water Conserv.*, 46(1):34-38.
- Lahlou A., 1996, Environmental and socio-economic impacts of erosion and sedimentation in North Africa, en D.E. Walling y B.W. Webb (eds.), *Erosion and sediment yield: global and regional perspectives*, *IAHS Publication*, 236:491-500.
- Lasanta T. y García-Ruiz J.M., 1998, La gestión de los usos del suelo como estrategia para mejorar la producción y la calidad del agua. Resultados experimentales en el Pirineo Central español, *Cuadernos de Investigación Geográfica* 24:39-57.
- Lasanta T., 1989, Evolución reciente de la agricultura de montaña: el Pirineo aragonés, Geofoma Ediciones, Logroño, 220 pp.
- Leckner B., 1978, The spectral distribution of solar radiation at the Earth's surface – Elements of a model, *Solar Energy* 20:143-150.
- Leopold L.B. y Langbein W.B., 1962, *The concept of entropy in landscape evolution*, USG Professional Paper 500.
- Leprieur C., Durrand J. y Peyron J., 1988, Influence of topography on forest reflectance using Landsat Thematic Mapper and digital terrain data, *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* 54(4): 491-496.
- Llorens P., Poch R., Latron J. y 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. of Hydrol.*, 199:331-345.
- López Bermúdez F. (dir), 2003, Seguimiento y evaluación de los efectos sobre el medio natural de la sequía y los procesos erosivos en la Región de Murcia, Murcia, Consejería de Agricultura, Agua y Medio Ambiente de la Región de Murcia, 233 pp.
- López Bermúdez F., 1994, Degradación del suelo: ¿fatalidad climática o mala gestión humana? Hacia una gestión sostenible del recurso en el contexto mediterráneo, *Papeles de Geografía*, 20:49-64.
- López Bermúdez F., 2002, *Erosión y desertificación. Heridas de la Tierra*, Nívola Libros y Ediciones, Tres Cantos, 190 p.
- López Moreno J.I., Beguería S., Valero Garcés B. y García-Ruiz J.M., 2002, Intensidad de las avenidas y aterramiento de embalses en el Pirineo Central Español, *Ería*, 61:159-167.
- Lorente A., García-Ruiz J.M., Beguería S. y Arnáez J.M., 2002, Factors explaining the spatial distribution of hillslope debris flows. A case study in the Flysch Sector of the Central Spanish Pyrenees, *Mountain Research and Development* 22(1):32-39.
- Lorente A., Martí C., Beguería S., Arnáez J. y García Ruiz J.M., 2000, La exportación de sedimento en suspensión en una cuenca de campos abandonados, Pirineo central, *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 14(1-2):21-34.
- M.J. Kirkby, R.J. Abrahart, J.C. Bathurst, C.G. Kilsby, M.L. McMahon, C.P. Osborne, J.B. Thornes y F.I. Woodward, 2002, MEDRUSH, a basin scale physically-based model for forecasting runoff and sediment yield., en N.A. Geeson, C.J. Brandt y J.B. Thornes (eds.), *Mediterranean Desertification: a mosaic of processes and responses*, John Wiley, Chichester, 203-227.
- Mandyck A.F., 1996, Water erosion and sediment yield in mountain areas: natural preconditions, en J. Křeček, G.S. Rajwar y M.J. Haigh (eds.), *Hydrological problems and environmental management in highlands and headwaters*, Rotterdam, Balkema, 27-34.
- Martí Bono C. y García-Ruiz J.M., 1995, Complejos morrénicos laterales en la vertiente surpirenaica aragonesa, en AA.VV., *3a Reuniao do Quaternario Ibérico*, Universidade de Coimbra, Coimbra, 149-156.
- Martí Bono C. y Puigdefábregas J., 1983, Consecuencias geomorfológicas de las lluvias de noviembre de 1982 en las cabeceras de algunos valles pirenaicos, *Estudios Geográficos* 170-171: 275-290.

- Martí Bono C., 1996, *El glaciario cuaternario en el Alto Aragón Occidental*, Tesis Doctoral inédita, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, 254 p.
- Martí Bono C., Valero B. y García-Ruiz J.M., 1997, Large, historical debris flows in the Central Spanish Pyrenees, *Physics and Chemistry of the Earth*, 22(3-4):381-385.
- Martínez Castroviejo R. y García-Ruiz J.M., 1990, Coladas de piedras (*debris flows*) y dinámica fluvial en ríos torrenciales del Pirineo Central: el caso del río Ijeuz, *Cuadernos de Investigación Geográfica* 16:55-72.
- Mattikalli N.M., 1997, Soil color modeling for the visible and near-infrared bands of Landsat sensors using laboratory spectral measurements, *Remote Sensing of the Environment*, 59:14-28.
- Merritt W.S, Letcher R.A. y Jakeman A.J., 2003, A review of erosion and sediment transport models, *Environmental Modeling and Software*, 18(8-9):761-799.
- Millán H., Pocón A. y Casas A., 1995, El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores: sistemas imbricados y pliegues de despegue, *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8:73-90.
- Milliman J.D. y Meade R.H., 1983, World wide delivery of river sediment to the oceans, *Journal of Geology*, 91(1):1-21.
- Milliman J.D. y Syvitski J.P.M., 1992, Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers, *Journal of Geology*, 100:525-544.
- Minnaert M., 1961, Photometry of the Moon, en G.P. Knipper y B.M. Middlehurst, *The Solar System. III. Planets and Satellites*, Chicago, 213-248.
- Mitas L. y Mitasova H., 1998, Distributed erosion modeling for effective erosion prevention, *Water Resources Research*, 34(3):505-516.
- Mitasova H., Brown W.M., Hohmann M. y Warren S., 2003 (última visita), *Using Soil Erosion Modeling for Improved Conservation Planning: A GIS-based Tutorial*, <http://skagit.meas.ncsu.edu/~helenagmslab/reports/CerlErosionTutorial/denix/denixstart.html>
- Mitasova H., Hofierka J., Zlocha M. y Iverson L.R., 1996, Modelling topographic potential for erosion and deposition using GIS, *International Journal of Geographical Information Systems* 10(5):629-641.
- Montserrat J., 1992, Evolución glaciario y postglaciario del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico, CSIC - Monografías del Instituto Pirenaico de Ecología, nº 6, Zaragoza, 147 p.
- Montserrat P. (dir.), 1988, *Flora. Enciclopedia temática de Aragón, vol. 6*, Ediciones Moncayo, Zaragoza, 323 p.
- Montserrat P., 1971a, El clima subcantábrico en el Pirineo Occidental español, *Pirineos*, 102:5-19.
- Montserrat P., 1971b, *La Jacetania y su vida vegetal*, Publicaciones de la Caja de Ahorros de Zaragoza, Aragón y Rioja, Zaragoza, 108 p.
- Moore I.D. y Burch G.J., 1986a, Modelling erosion and deposition: topographic effects, *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 29(6):1624-1630.
- Moore I.D. y Burch G.J., 1986b, Physical basis of the length-slope factor in the Universal Soil Loss Equation, *Soil Science Society of America Journal* 50:1294-1298.
- Moore I.D. y Wilson P., 1992, Length-slope factors for the Revised Universal Soil Loss Equation: simplified method of estimation, *Journal of Soil and Water Conservation* 47(5):423-428.
- Morgan R.P.C., 1986, *Soil erosion and conservation*, Longman, Londres, 298 p.
- Morgan R.P.C., 2001, A simple approach to soil loss prediction: a revised Morgan-Morgan-Finey model, *Catena* 44:305-322.
- Morgan R.P.C., Morgan D.D.V. y Finney H.J., 1984, A predictive model for the assessment of erosion risk, *Journal of Agricultural Engineering Research* 30:245-253.
- Morgan R.P.C., Quinton J.N., Smith R.E., Govers G., Poesen J., Auerswald K., Chisci G., Torri D. y Styczen M.E., 1998, The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments, *Earth Surface Processes and Landforms* 23:527-544.

- Moss J.A. y Walker P.H., 1978, Particle transport by continental water flows in relation to erosion, deposition, soils and human activities, *Sedimentary Geology*, 20:81-139.
- Moss J.A., 1979, Thin-flow transportation of solids in arid and non-arid areas: A comparison of processes, *Publications of the International Association of Hydrological Sciences n° 128* pp. 435-445.
- Murphy R.J. y Wadge G., 1994, The effects of vegetation on the ability to map soils using imaging spectrometer data, *International Journal of Remote Sensing*, 15(1):63-86.
- Nadal E., Regüés D., Martí Bono C., Serrano P. y Lana-Renault N., 2004, Regolith development and dynamics in a Pyrenean badland area: methodology and preliminary results, en D. Tropeano, M. Arattano, F. Maraga y C. Pelissero (eds.), *Progress in surface and subsurface water studies at the plot and small basin scale, European Network of Representative Basins*, Torino, 284-287.
- Nagler P.L., Daughtry C.S.T. y Goward S.N., 2000, Plant litter and soil reflectance, *Remote Sensing of the Environment*, 71:207-215.
- Nearing M.A., Foster G.R., Lane L.J. y Finker S.C., 1989, A process-based soil erosion model for USDA - water erosion prediction project technology, *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 32(5):1587-1593.
- Nikiforoff C.C., 1942, Fundamental formula of soil formation, *American Journal of Sciences*, 240:847-866.
- O'Callaghan J.F. y Mark D.M., 1984, The extraction of drainage networks from digital elevation data, *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28:323-344.
- Ortigosa L., Arnáez J. y García Ruiz J.M., 2000, Primeros resultados sobre la elaboración de una cartografía de la vulnerabilidad geomorfológica en la Sierra de la Demanda, en AA.VV., *Investigación humanística y científica en La Rioja*, Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 63-76.
- Osterkamp W.R., Heilman P. y Lane L.J., 1998, Economic considerations of a continental sediment-monitoring program, *International Journal of Sediment Research*, 13(4):12-24.
- Palà V. y Pons X., 1995, Incorporation of relief in polinomial-based geometric corrections, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 61:935-944.
- Paracchini M.L., Bertolo F., Folving S. y Mégier J., 1998, Remote sensing and GIS for land degradation assessment, en Gudmandsen (ed.), *Future trends in Remote Sensing*, Balkema, Rotterdam, 235-241.
- Peña J.L., 1991, *El Relieve*, col. La Geología de España, Ed. Síntesis, Madrid, 166 p.
- Peña J.L., Pellicer F., Julián A., Chueca J., Echeverría M.T., Lozano M.V. y Sánchez M., 2002, *Mapa geomorfológico de Aragón*, Publicaciones del Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, n° 34, 54 p. y 3 mapas.
- Pérez Cueva A.J. (ed.), 1982, *Erosión acelerada antrópica*, Institución Alfonso el Magnánimo, Valencia, 110 p.
- Pickup G. y Chewings V.H., 1988, Forecasting patterns of soil erosion in arid lands from Landsat MSS data, *International Journal of Remote Sensing*, 9(1):69-84.
- Pons X. y Solé-Sugrañes Ll., 1994, A simple radiometric correction model to improve automatic mapping of vegetation from multispectral satellite data, *Remote Sensing of the Environment*, 48:191-204.
- Price J.C., 1990, On the information content of soil reflectance spectra, *Remote Sensing of the Environment*, 33:113-121.
- Prosser I.P. y Rustomji P., 2000, Sediment transport capacity relations for overland flow, *Progress in Physical Geography*, 24(2):179-193
- Puigdefábregas C., 1975, La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca, número monográfico revista *Pirineos*, 104, 188 p.
- Puigdefábregas J. y Creus J., 1976, Pautas espaciales de variación climática en el Alto Aragón, *Publicaciones del Centro Pirenaico de Biología Experimental*, 7(1):23-34.
- Puigdefábregas J. y García-Ruiz J.M., 1983, Parámetros físicos y dinámica de vertientes en el Pirineo Central, en AGE, *VIII Coloquio de Geógrafos Españoles. Barcelona, 26 sept - 2 oct 1983*, Asociación de Geógrafos Españoles, Barcelona, 131-138.

- Puigdefábregas J. y García-Ruiz J.M., 1984, Dynamique des versants au niveau supraforestier: Glissements massifs des sols anciens dans les Pyrénées Centrales, *Documents d'Ecologie Pyrénéenne*, 3-4:449-454.
- Puigdefábregas J., 1966, Avance para un estudio climatológico del Alto Aragón, *Pirineos*, 79-80:115-140.
- Puigdefábregas J., 1995, Erosión y desertificación en España, *El Campo*, 132:63-83.
- Puigdefábregas, 1970, Características de la inversión térmica en el extremo oriental de la depresión interior altoaragonesa, *Pirineos*, 96:21-50.
- Quinn P.F., Beven K.J. y Lamb R., 1995, The $\ln(\alpha/\tan \beta)$ index: how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework, *Hydrological Processes*, 9:161-182.
- Quinn P.F., Beven K.J., Chevalier P. y Planchon O., 1991, The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models, *Hydrological Processes*, 5:59-79.
- Rallison R.E. y Miller N., 1981, Past, present and future SCS runoff procedure, en V.P. Singh (ed.), *Rainfall runoff relationship*, Water Resources Publication, Littleton, CO (EEUU), 353-364.
- Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., y 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. y McCool D.K., 1994, RUSLE revisited: Status, questions, answers, and the future, *J. Soil Water Conserv.*, 49(3): 213-220.
- Rhoads B.L., 1987, Stream power terminology, *Professional Geographer*, 39(2):189-195.
- Richards K., 1993, Sediment delivery and drainage network, en K. Beven y M.J. Kirkby (eds.), *Channel network Hydrology*, John Wiley, Chichester (RU), 221-254.
- Rojo L. y Sánchez Fuster M.C., 1997, *Red de estaciones experimentales de seguimiento y evaluación de la erosión y desertificación*, RESEL. Catálogo de estaciones, Dirección General de Conservación de la Naturaleza, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 121 p.
- Ruiz Flaño P. y García Ruiz J.M., 1990, Incisiones (rills) en campos abandonados: primeras observaciones sobre la capacidad de transporte de sedimento, *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 16:109-122.
- Ruiz Flaño P., 1993, *Procesos de erosión en campos abandonados del Pirineo*, Geoforma Ediciones, 191 pp., Logroño.
- Ruiz Flaño P., García Ruiz J.M. y Ortigosa L., 1992, Geomorphological evolution of abandoned fields. A case study in the Central Pyrenees, *Catena*, 19:301-308.
- Russell M.A., Walling D.E. y Hodgkinson R.A., 2001, Suspended sediment sources in two small lowland agricultural catchments in the UK, *Journal of Hydrology*, 252:1-24.
- Saunders R.W., 1990, The determination of broad band surface from AVHRR visible and near-infrared radiances, *International Journal of Remote Sensing*, 11:49-67.
- Schanda E., 1986, *Physical fundamentals of remote sensing*, Berlin, Heidelberg Springer-Verlag.
- Schettelaar E.M. y Rencz A.N., 1997, Reducing the effects of vegetation cover on airborne radiometric data using Landsat TM data, *International Journal of Remote Sensing*, 18(7):1503-1515.
- Schmidt J., Werner M.V., Michael A. y Schmidt W., 1997, *EROSION2D/3D - Ein Computermodeill zur Simulation der Bodenerosion durch Wasser*, Sächsisches Landesamt für Umwelt un Geologie.
- Schmidt J., Werner M.V. y Michael A., 1999, Application of the EROSION3D model to the CATSOP watershed, *Catena*, 37:449-456.
- Schumm S.A. y Lichty R.W., 1965, Time, space and causality in Geomorphology, *American Journal of Sciences*, 263, 110-119.
- Serrano E., 1998, *Geomorfología del Alto Gállego (Pirineo aragonés)*, Zaragoza, Institución 'Fernando el Católico', 501 p.
- Smith J.A, Lin T.L. y Ranson K.J., 1980, The lambertian assumption and Landsat data, *Photogramm. Eng. Rem. Sens.*, 46(9):1183-1189
- Smith R.E. , 1981, A kinematic model for surface mine sediment yield, , *Trans. ASAE*, 24(6):1508-1514.

- Smith R.E., Goodrich D.C. y Quinton J.N., 1995, Dynamic, distributed simulation of watershed erosion: The KINEROS2 and EUROSEM models, *J. Soil and Water Cons.*, 50(5):517-520.
- Soler M. y Puigdefábregas C., 1970, Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental, *Pirineos*, 96:5-20.
- Soler M. y Puigdefábregas J., 1972, Esquema litológico del Alto Aragón Occidental, *Pirineos*, 106:5-15.
- Solé-Sabarís L., 1942, La Canal de Berdún, en *Primera Reunión de Estudios Geográficos*, Madrid, 113-160.
- Swain P.H. y Davis S.M., 1978, *Remote sensing: the quantitative approach*, Nueva York, McGraw Hill.
- Task committee on preparation of manual on sedimentation, Vito A. Vanoni (dir.), 1970, Sedimentation engineering, chapter IV: Sediment sources and sediment yields, *J. Hydraulic. Div. Proc. Am. Soc. Civil Eng.*, 96(HY6):1283-1329.
- Teixell A. y García Sansegundo J., 1994, *Memoria del Mapa Geológico de España a escala 1:50 000. Ansó*, Madrid, Instituto Tecnológico Geominero de España, 62 p.
- Teixell A., 1992, Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la Zona Axial pirenaica, Tesis Doctoral inédita, Universidad de Barcelona.
- Teixell A., 1994, *Memoria del Mapa Geológico de España a escala 1:50 000. Jaca*, Madrid, Instituto Tecnológico Geominero de España, 36 p.
- Tello B., Torcal L. y Gutiérrez J.A., 1994, Rasgos geomorfológicos del valle del río Aragón en las proximidades de Jaca (Huesca, Pirineo aragonés), en J. Arnáez, J.M. García-Ruiz y A. Gómez-Villar (eds.), *Geomorfología de España*, Sociedad Española de Geomorfología, Logroño, 391-402.
- Thornes J., 1976, Semi-arid erosional systems, *London School of Economics Occasional Paper*, nº7.
- Toy T.J., Foster G.R. y Renard G., 2002, *Soil erosion: processes, prediction, measurement and control*, Nueva York, John Wiley, 338.
- US Army Corps of Engineers, 2000, *Hydrologic modeling system HEC-HMS. Technical reference manual. March 2000*, Centro de Ingeniería Hidráulica del Cuerpo de Ingenieros de los EE.UU., Davis (CA), 149 pp.
- Valero Garcés B.L., Navas A., Machín J. y Walling D., 1998, Sediment sources and siltation in mountain reservoirs: a case study from the Central Spanish Pyrenees, *Geomorphology*, 28:23-41.
- Van Leeuwen W.J.D., Huete A.R., Walthall C.L., Prince S.D., Bégué A. y Roujean J.L., 1997, Deconvolution of remotely sensed spectral mixtures for retrieval of LAI, fAPAR and soil brightness, *Journal of Hydrology*, 188-189(1-4):697-724.
- Vente J. de y Poesen J., 2005, Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models, *Earth-Science Reviews*, 71:95-125.
- Vidal M., 1993, Los suelos rojos de la Canal de Berdún (Huesca), *Lucas Mallada*, 5:149-166.
- Villar L., Sesé J.A. y Ferrández J.V., 1997, *Atlas de la Flora del Pirineo aragonés. I*, Instituto de Estudios Altoaragoneses y Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Huesca y Zaragoza, 729 p.
- Villar L., Sesé J.A. y Ferrández J.V., 2001, *Atlas de la Flora del Pirineo aragonés. II*, Instituto de Estudios Altoaragoneses y Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Huesca y Zaragoza, 790 p.
- Vonder O.W. y Clevers J.G.P.W., 1998, Multisensor RS Capabilities Land Report 1: Applications of present and future optical remote sensing satellite sensors, <http://www.geo-informatie.nl/cgi/projects/bcrs/multisensor/report1/index.html> (última visita: 29.05.2002).
- Walling D.E., 1983, The sediment delivery problem, *Journal of Hydrology*, 65:209-237.
- Werner M.V., 1995, GIS-orientierte Methoden der digitalen Reliefeanalyse zur Modellierung von Bodenerosion in kleinen Einzugsgebieten, Tesis doctoral, Universidad de Berlin.

- White S., García Ruiz J.M., Martí Bono C., Valero B., Errea M.P. y Gómez Villar A., 1997, The Biescas campsite disaster and its temporal and spatial context, *Hydrological Processes*, 11:1794-1812.
- Wicks J.M. y Bathurst J.C., 1996, SHESED: a physically based, distributed erosion and sediment yield component for the SHE hydrological modelling system, *J. of Hydrol.*, 175:213-238.
- Willgoose G., Brass R.L. y Rodriguez-Iturbe I., 1991, A coupled channel network growth and hillslope evolution model, I. Theory, *Water Resources Research*, 27(7):1671-1684.
- Williams J.R., Dyke P.T. y Jones C.A., 1983, EPIC: a model for assessing the effects of erosion on soil productivity, en W.K. Laurenroth (ed.), *Analysis of Ecological Systems: State-of-the-Art*, Elsevier, Amsterdam, 553-572.
- Wilson J. P. y Gallant J. C. (eds.), 2000, *Terrain Analysis: Principles and Applications*, Wiley, Nueva York.
- Wilson J.P. y Gallant J.C., 1996, EROS: a grid-based program for estimating spatially-distributed erosion indices, *Computers & Geosciences*, 22(7):707-712.
- Wischmeier W.H. y Smith D.D., 1965, *Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains*, Agriculture Handbook No. 282, US Dept. of Agric., Washington, DC.
- Wischmeier W.H. y Smith D.D., 1978, *Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning*, Agriculture Handbook No. 537, US Dept. of Agric., Washington, DC.
- Wischmeier W.H., 1976, Use and misuse of the Universal Soil Loss Equation, en *Soil Erosion: Prediction and Control*, Soil Conservation Society of America Special Publication 21, Ankeny, EEUU.
- Woolhiser D.A., Smith R.E., Goodrich D.C., 1990, *KINEROS, a kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual*, USDA - Agricultural Research Service, ARS 77, U.S. Department of Agriculture, Washington, 130 pp.
- Xing-Fa G. y Guyot G., 1993, Effect of diffuse irradiance on the reflectance factor of reference panels under field conditions, *Remote Sens. Environ.*, 45:249-260.
- Yang C.T. y Stall J.B., 1976, Applicability of unit stream power equation, *J. Hydraul. Div. Proc. Am. Soc. Civil Eng.*, 102(HY5):559-568.
- Yang C.T., 1971, On river meanders, *J. of Hydrol.*, 13:231-253.
- Yang C.T., 1972, Unit stream power and sediment transport, *J. Hydraul. Div. Proc. Am. Soc. Civil Eng.* 99(HY10):1679-1704.
- Young R.A., Onstad C.A., Bosch D.D. y Anderson W.P., 1989, AGNPS: A nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds, *J. Soil and Water Cons.*, 44(2):168-173.
- Young R.A., Onstad C.S., Bosch D.D. y Anderson W.P., 1987, *AGNPS: agricultural nonpoint-source pollution model: a watershed analysis tool*, USDA-Agricultural Research Service, Conservation Research Report nº 35., U.S. Department of Agriculture, Washington.
- Zhou Q. y Liu X., 2002, Error assessment of grid-based flow routing algorithms used in hydrological models, *Int. J. Geographical Information Science*, 16(8):819-842.
- Zibordi G. y Maracci G., 1988, Determination of atmospheric turbidity from remotely-sensed data - A case study, *International Journal of Remote Sensing*, 9:1881-1894.

APÉNDICE A: MÉTODO DE CORRECCIÓN RADIOMÉTRICA

A continuación se detallan las ecuaciones utilizadas para obtener los diferentes elementos de la corrección radiométrica de las imágenes de satélite.

$L_{\lambda atm m}$, radiancia de la atmósfera molecular (Saunders, 1990):

$$L_{\lambda atm m} = \left[E_{\lambda 0} \cdot D^{-2} \cdot \cos \theta_s \cdot P_r / (4\pi \cdot (1 + \cos \theta_s)) \right] \cdot \left[1 - (\exp(-\tau_m) \cdot \exp(-\tau_m / \cos \theta_s)) \right] \cdot \left[\exp(-\tau_{oz}) \cdot \exp(-\tau_{oz} / \cos \theta_s) \right] \quad (ec. A.19)$$

donde $E_{\lambda 0}$ ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$) es la irradiancia solar exoatmosférica (ver *Tabla A.1*), τ_m (adimensional) es la densidad óptica de la atmósfera molecular y τ_{oz} (adimensional) es la densidad óptica del ozono. D es la distancia entre la Tierra y el Sol, en unidades astronómicas (UA):

$$D = 1 + 0.0167 \cdot \left[\text{sen}((d - 93.5) / 365) \right] \quad (ec. A.20)$$

siendo d el día juliano (1 a 365). P_r es la función de fase de la dispersión de Rayleigh para un ángulo de visión cenital (Schanda, 1986):

$$P_r = (3/4) \cdot (1 + \cos^2 \Omega) \quad (ec. A.21)$$

siendo Ω el ángulo de difusión.

Banda	Sensor	
	TM	ETM+
1	1957	1970
2	1829	1843
3	1557	1555
4	1047	1047
5	219.3	227.1
7	74.52	80.53

Tabla A.1. Irradiancia solar exoatmosférica ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$) correspondiente a las bandas de los sensores Landsat TM y ETM+.

$\tau_{\lambda oz}$, densidad óptica del ozono (Leckner, 1978):

$$\tau_{\lambda oz} = a_{\lambda} \cdot O_3 \cdot M_{oz} \quad (ec. A.22)$$

siendo a_{λ} el coeficiente de absorción del ozono, adimensional, O_3 la concentración de ozono, en $atm cm^{-1}$, y M_{oz} la masa del ozono. Los valores de a_{λ} son constantes, dependiendo únicamente de la longitud de onda de cada banda (*Tabla A.2*). Se han obtenido por regresión lineal a partir de los valores referidos por Neckel y Labs (1981). La concentración de ozono O_3 en el momento de toma de la imagen se ha obtenido a partir de los datos del satélite TOMS, disponibles en línea (<http://jwocky.gsfc.nasa.gov>; http://daac.gsfc.nasa.gov/data/dataset/TOMS/03_Anon_Ftp/index.html; última visita, 04.02.2002).

M_{oz} , masa de la atmósfera molecular (Iqbal, 1983):

$$M_{oz} = \left[\frac{1 + H_0}{6370} \right] \cdot \left[\cos^2 \theta_s + \frac{2 \cdot H_0}{6370} \right]^{-0.5} \quad (ec. A.23)$$

siendo H_0 la altitud de máxima concentración de ozono (km), aproximadamente 22 km.

$\tau_{\lambda m}$, densidad óptica de la atmósfera molecular (Zibordi & Maracci, 1988):

$$\tau_{\lambda m} = M_m \cdot \left[0.00859 \cdot \lambda^{-4} \cdot \left(1 + 0.0113 \cdot \lambda^{-2} + 0.00013 \cdot \lambda^{-4} \right) \right] \quad (ec. A.24)$$

Banda	a
1	0.018
2	0.103
3	0.06
4	0
5	0
7	0

Tabla A.2. Coeficientes de absorción del ozono correspondientes a las bandas Landsat.

M_m , masa de la atmósfera molecular (Zibordi & Maracci, 1988):

$$M_m = \exp \left[-0.1188 \cdot alt - 0.00116 \cdot alt^2 \right] (P / P_0) \quad (ec. A.25)$$

siendo alt la elevación (km), y P/P_0 la relación entre la presión atmosférica en el momento de adquisición de la imagen y la presión atmosférica estándar (1013 hPa).

$L_{\lambda atm a}$, radiancia de la atmósfera molecular (Iqbal, 1983):

$$L_{\lambda atm a} = a \cdot \lambda^{-b} \quad (ec. A.26)$$

donde los parámetros a y b están relacionados con la concentración y el tamaño de las partículas. Éstos pueden estimarse empíricamente mediante regresión logarítmica-lineal sobre los valores de $L_{1 atm a}$ y $L_{3 atm a}$ estimados a partir de una muestra de píxeles oscuros (cubierta de bosque denso, sombra topográfica) asumiendo que $L_{\lambda atm a} = L_{\lambda 0} - L_{\lambda atm m}$. A partir de la expresión A.8 puede estimarse $L_{\lambda atm a}$ para el resto de bandas espectrales.

$\tau_{\lambda a}$, densidad óptica de los aerosoles (a partir de Gilabert *et al.*, 1994):

$$\tau_{\lambda a} = \frac{L_{\lambda atm a} \cdot 4\pi \cdot D^2 \cdot (\cos \theta_s + 1)}{E_{\lambda 0} \cdot \cos \theta_s \cdot \omega_{\lambda} \cdot P_a \cdot \left[(1 / \cos \theta_s) + 1 \right]} \quad (ec. A.27)$$

siendo ω_{λ} el albedo de los aerosoles, pudiéndose estimar mediante la expresión (Bird y Riordan, 1984):

$$\omega_{\lambda} = \omega_{0.4} \cdot \exp \left\{ \omega' \left[\ln(\lambda / 0.4) \right]^2 \right\} \quad (ec. A.28)$$

donde $\omega_{0.4}$ es el albedo de los aerosoles correspondiente a una longitud de onda de 0.4 μm y ω' un factor de variación con respecto a la frecuencia. Asumiendo un modelo promedio de aerosoles en ambiente rural, se pueden utilizar los siguientes valores

promedio: $\omega_{0,4} = 0.945$ y $\omega' = 0.095$. En la expresión A.9 P_a es la función de fase de la dispersión por los aerosoles, que se ha calculado mediante la función de fase de dos términos de Henyey-Greenstein (TTHG):

$$P_a = \frac{\omega_\lambda \cdot (1 - g_1^2)}{(1 + g_1^2 - 2 \cdot g_1 \cdot \cos \theta_s)^{3/2}} + \frac{(1 - \omega_\lambda) \cdot (1 - g_2^2)}{(1 + g_2^2 - 2 \cdot g_2 \cdot \cos \theta_s)^{3/2}} \quad (ec. A.29)$$

donde g_1 y g_2 son coeficientes de asimetría que dependen del tipo de aerosoles. Para una zona rural se han utilizado los siguientes valores medios (Aranuvachapun, 1983): $g_1 = 0.884$ y $g_2 = -0.749$.

$E'_{\lambda \text{ dir}}$, irradiancia directa para una superficie normal al vector solar:

$$E'_{\lambda \text{ dir}} = (E_{\lambda 0} \cdot \pi^{-1} \cdot D^{-2}) \exp(-\tau_{\lambda \text{ oz}} - \tau_{\lambda \text{ m}} - \tau_{\lambda \text{ a}}) / \cos \theta_s \quad (ec. A.30)$$

$E'_{\lambda \text{ dif m}}$, irradiancia difusa de la atmósfera molecular o hemisférica (Iqbal, 1983; Justus y Paris, 1985):

$$E'_{\lambda \text{ dif m}} = [E_{\lambda 0} \cdot \pi^{-1} \cdot D^{-2} \cdot \cos \theta_s \cdot \frac{1}{2} \cdot (1 - \exp(-\tau_{\lambda \text{ m}} / \cos \theta_s))] \cdot \exp(-\tau_{\lambda \text{ oz}} - \tau_{\lambda \text{ a}}) \quad (ec. A.31)$$

$E'_{\lambda \text{ dif a}}$, irradiancia difusa debida a los aerosoles:

$$E'_{\lambda \text{ dif a}} = [E_{\lambda 0} \cdot \pi^{-1} \cdot D^{-2} \cdot \cos \theta_s \cdot (1 - \exp(-\tau_{\lambda \text{ a d}}))] \exp\left(-\frac{(\tau_{\lambda \text{ oz}} + \tau_{\lambda \text{ m}} + \tau_{\lambda \text{ a a}})}{\cos \theta_s}\right) \cdot [1 - 0.5 \cdot \exp((-1.834 + 0.176 \cdot \cos \iota) \cdot \cos \iota)] \quad (ec. A.32)$$

donde el efecto de absorción por los aerosoles $\tau_{\lambda \text{ a a}}$ y el efecto de dispersión $\tau_{\lambda \text{ a d}}$ se han estimado a partir del albedo de los aerosoles:

$$\begin{aligned} \tau_{\lambda \text{ a d}} &= \tau_{\lambda \text{ a}} \cdot \omega_\lambda \\ \tau_{\lambda \text{ a a}} &= \tau_{\lambda \text{ a}} \cdot (1 - \omega_\lambda) \end{aligned} \quad (ec. A.33)$$

El exponente k de la corrección topográfica (ecuación 3.12) se puede obtener empíricamente a partir de la propia imagen. Refiriendo la citada expresión a la radiancia aparente, $L'_{\lambda \text{ sue}}$, y tomando logaritmos a ambos lados de la igualdad se obtiene:

$$\log(L'_{\lambda \text{ sue}} \cdot \cos \varepsilon) = \log(L'_{\lambda \text{ sue}}) + k_\lambda \cdot \log(\cos \iota \cdot \cos \varepsilon) \quad (ec. A.34)$$

ajustándose a la forma lineal general $y = a + bx$, de la que conocemos y y x . b , igual al exponente de reflexión k_λ , puede obtenerse a partir de una muestra de píxeles de la imagen mediante el método de mínimos cuadrados.

Para la corrección topográfica de la irradiancia difusa molecular horizontal se ha utilizado la ecuación de Kondratyev (1977):

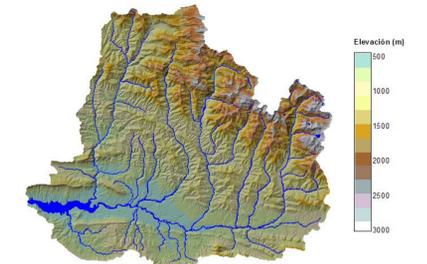
$$E'_{\lambda \text{ dif m}} = E'_{\lambda \text{ dif m}} \cdot \frac{1 + \cos \varepsilon}{2} \quad (ec. A.35)$$

APÉNDICE B: CARTOGRAFÍA

Erosión y fuentes de sedimento en la cuenca del embalse de Yesa (Pirineo occidental): ensayo de una metodología basada en teledetección y análisis SIG

Santiago Beguería Portugués

MAPA 1. ZONA DE ESTUDIO



Relieve
esc. 1:650 000



Localización y división administrativa
esc. 1:2 000 000



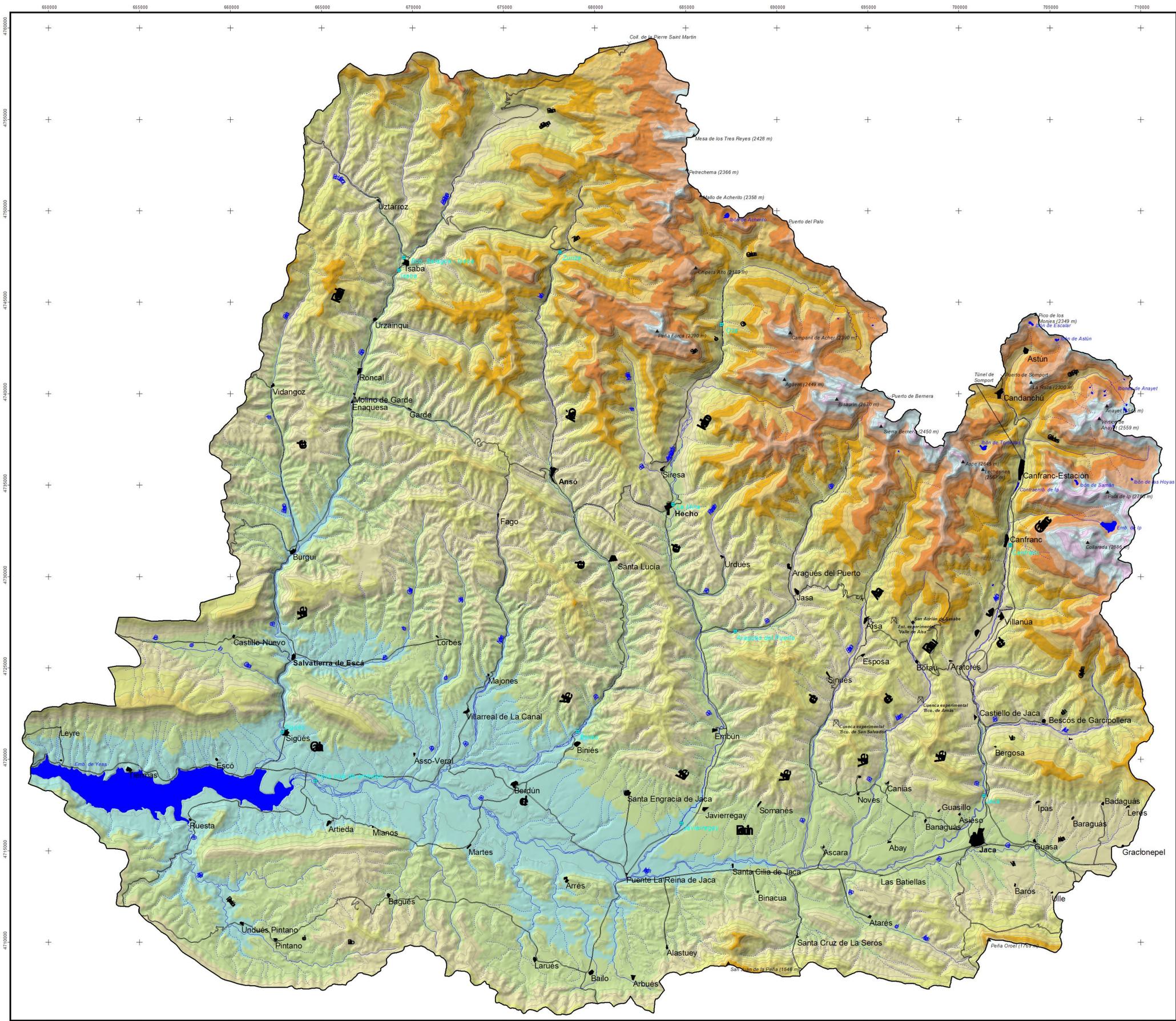
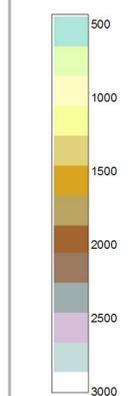
Unidades geoestructurales
esc. 1:1 000 000

LEYENDA

Planimetría:

- Núcleo de población
- Hidrografía: lagos, ríos, arroyos
- Topografía (equidistancia de curvas: 100 m)
- Carretera
- Estación de aforo
- Pico
- Collado

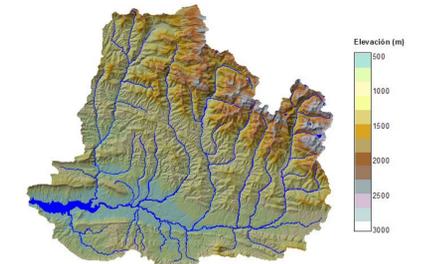
Elevación (m)



Erosión y fuentes de sedimento en la cuenca del embalse de Yesa (Pirineo occidental): ensayo de una metodología basada en teledetección y análisis SIG

Santiago Beguería Portugués

MAPA 2. LITOLOGÍA



Relieve
esc. 1:650 000



Localización y división administrativa
esc. 1:2 000 000



Unidades geoestructurales
esc. 1:1 000 000

LEYENDA

Planimetría:

- Núcleos de población
- Hidrografía
- Topografía (equidistancia de curvas: 100 m)

Litología:

Depósitos cuaternarios

- Coluviales (glacis)
- Aluviales (Terrazas bajas)
- Aluviales (Terrazas altas)
- Lacustres (Llanura de obturación)
- Depósitos morrénicos
- Depósitos de ladera, canchales
- Conos de deyección

Rocas sedimentarias de origen terrígeno

- Lutitas y areniscas
- Lutitas y areniscas en facies turbidítica (facies Flysch)
- Areniscas
- Areniscas alternando con conglomerados
- Conglomerados y brechas masivos

Rocas sedimentarias de origen marino

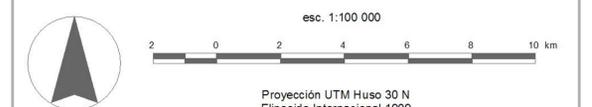
- Margas
- Areniscas calcáreas y margosas. Calizas arenosas
- Calizas alternando con margas
- Calizas

Rocas metamórficas

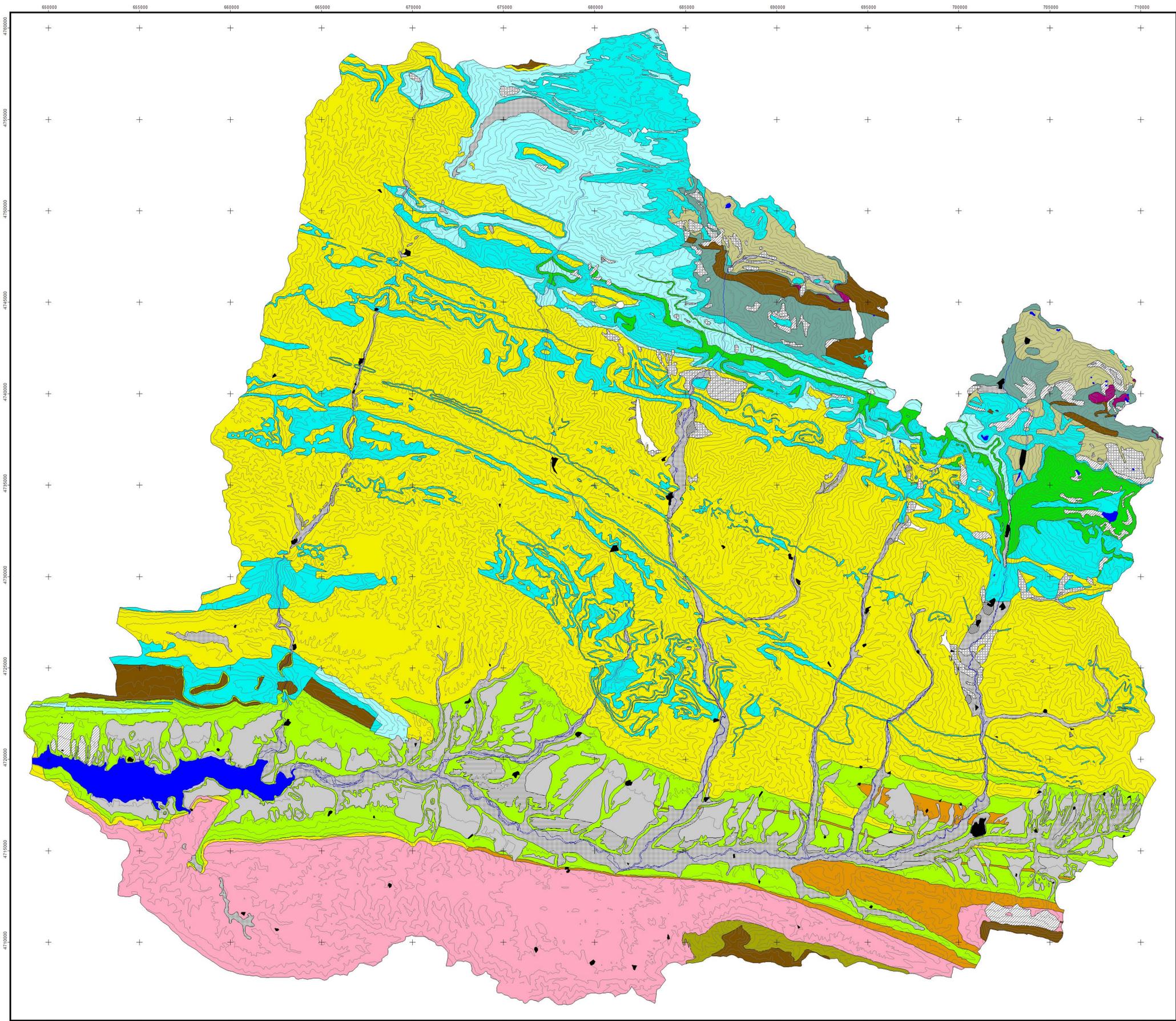
- Pizarras y cuarcitas
- Grauwacas y pizarras en facies turbidítica (facies Culm)

Rocas ígneas

- Rocas intrusivas en general (granitos, granodioritas, etc.)
- Rocas efusivas básicas (andesitas y basaltos)



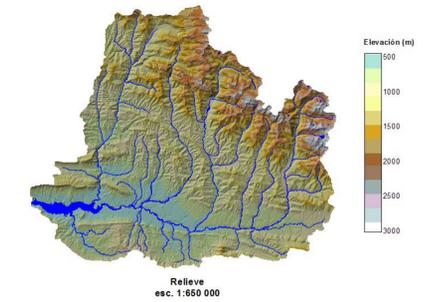
Proyección UTM Huso 30 N
Elipsoide Internacional 1909
Datum europeo 1950



Erosión y fuentes de sedimento en la cuenca del embalse de Yesa (Pirineo occidental): ensayo de una metodología basada en teledetección y análisis SIG

Santiago Beguería Portugués

MAPA 3. ESTADOS EROSIVOS



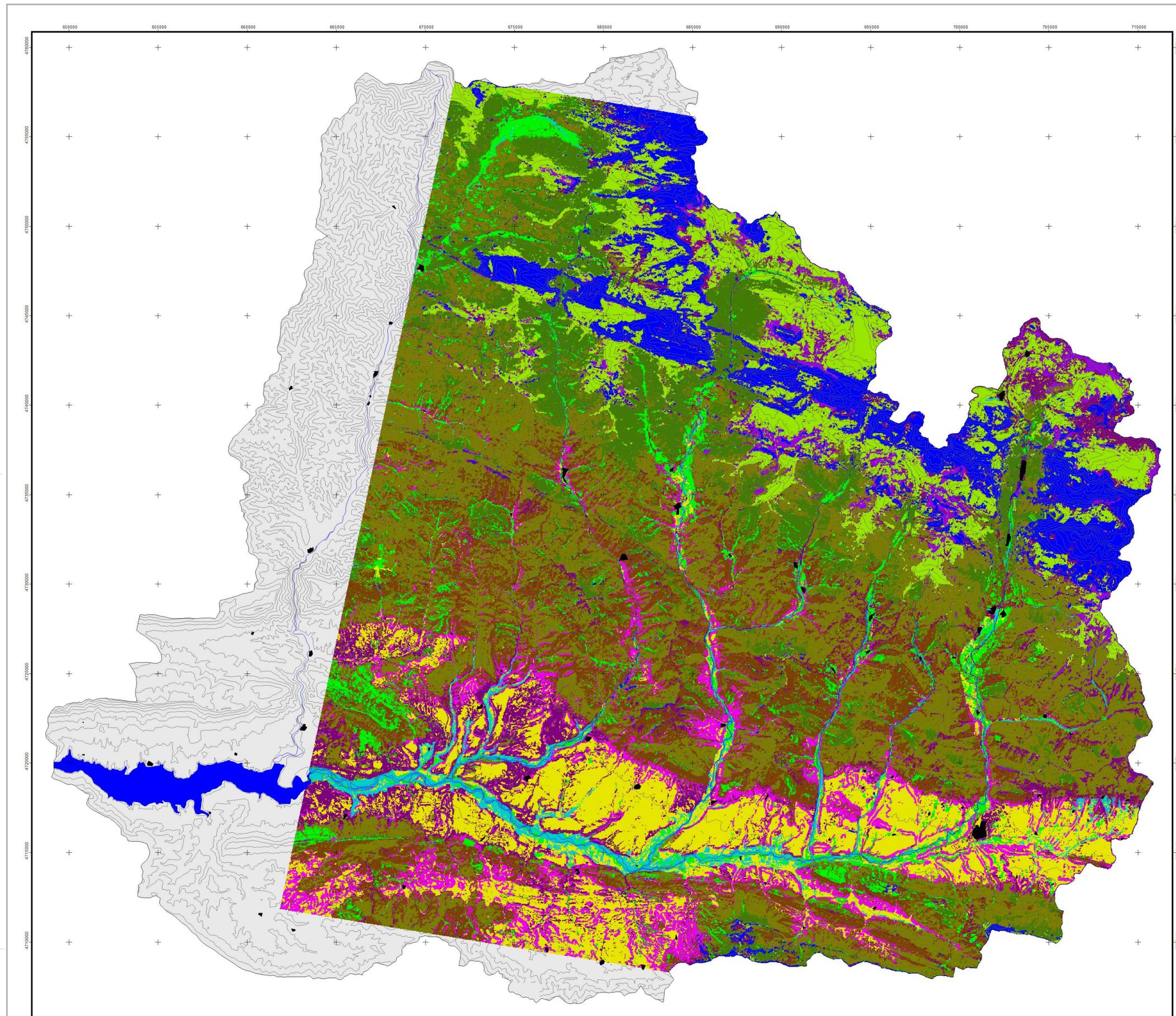
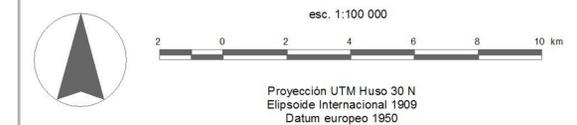
LEYENDA

Planimetría:

- Núcleos de población
- Hidrografía
- Topografía (equidistancia de curvas: 100 m)

Estados erosivos:

- 1. Erosión nula o muy escasa (Áreas vegetadas, cobert. >50%)**
 - 1.1. Bosques de caducifolios
 - 1.2. Bosques de coníferas
 - 1.3. Pastos subalpinos
 - 1.4. Matorral
 - 1.5. Prados de fondo de valle
- 2. Erosión moderada**
 - 2.1. Cultivos (pend. <8%)
- 3. Erosión moderada a severa**
 - 3.1. Matorral claro (cobert. 50-10%)
 - 3.2. Afloramiento de roca dura en capas alternantes
- 4. Erosión severa a muy severa**
 - 4.1. Afloramiento de roca blanda o suelo desnudos
- 5. Erosión nula o muy escasa (Roca dura o depósitos desnudos)**
 - 5.1. Afloramiento de roca dura desnuda
 - 5.2. Depósitos de fondo aluvial



Erosión y fuentes de sedimento en la cuenca del embalse de Yesa (Pirineo occidental): ensayo de una metodología basada en teledetección y análisis SIG

Santiago Beguería Portugués

MAPA 4. POTENCIAL DE EROSIÓN / SEDIMENTACIÓN



LEYENDA

Planimetría:

- Núcleos de población
- Hidrografía
- Topografía (equidistancia de curvas: 100 m)

Potencial de erosión / deposición (dT):

