



Universitat de Lleida

## Dinàmica hidro-sedimentària i morfològica en conques integrades sud-pirinenques

Jordi Tuset Mestre

<http://hdl.handle.net/10803/671236>



*Dinàmica hidro-sedimentària i morfològica en conques integrades sud-pirinenques* està subjecte a una llicència de [Reconeixement-NoComercial 4.0 No adaptada de Creative Commons](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/)

Les publicacions incloses en la tesi no estan subjectes a aquesta llicència i es mantenen sota les condicions originals.

(c) 2020, Jordi Tuset Mestre

**TESI DOCTORAL**

**DINÀMICA HIDRO-SEDIMENTÀRIA I  
MORFOLÒGICA EN CONQUES INTEGRADES  
SUD-PIRINENQUES**

**Jordi Tuset Mestre**

Memòria presentada per optar  
al grau de Doctor per la  
Universitat de Lleida  
2020



Universitat de Lleida

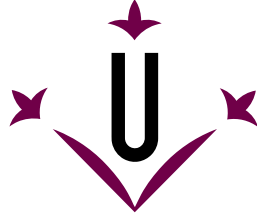




Foto de portada: La Ribera Salada (Aigües juntes), 4 de novembre de 2015.

Autor: David Estany





**Universitat de Lleida**

## **TESI DOCTORAL**

# **DINÀMICA HIDRO-SEDIMENTÀRIA I MORFOLÒGICA EN CONQUES INTEGRADES SUD-PIRINENQUES**

Jordi Tuset Mestre

Memòria presentada per optar al grau de Doctor per la Universitat de  
Lleida

Programa de Doctorat en Gestió Forestal i del Medi Natural

Directors

Damià Vericat

Ramon J. Batalla

2020



*Sempre sembla impossible fins que es fa.*

Nelson Mandela





## AGRAÏMENTS

La finalització d'aquesta tesi ha estat la realització d'un somni. Un somni carregat de bons moments, noves amistats i reptes constants. No obstant, el camí no ha estat orfe de dificultats que mai no hauria superat sense el sacrifici, l'esforç, la constància i el treball com a principals companys de viatge i, en especial, l'ajuda i el recolzament de molta gent que m'estimo i que han cregut en mi:

Per començar m'agradaria donar les gràcies al Damià i al Ramon, els meus directors de tesi. Són un tàndem espectacular. Tots dos desprenen una passió encomanadissa per la geomorfologia fluvial i la recerca. El seu tutoratge i acompanyament, tan científic com personal, han estat fonamentals per mi durant tota la tesi. Des d'un primer moment, tot i la distància, van prestar una inesgotable predisposició per donar-me un cop de mà sempre que ho he necessitat malgrat tenir les agendes molt atapeïdes. De l'inici de la tesi recordo les reunions mentre dinàvem al restaurant de Can Mascaró a Solsona; va ser una temporada molt bonica. Més tard, les coses es van complicar i vaig començar a treballar en paral·lel. Tot i la nova situació, sempre van intentar posar-me les coses fàcils, animant-me, sense pressionar en els tempos però exigents amb els resultats. Crec que en altres circumstàncies no hagués pogut arribar a bon port. *Heu estat uns directors excel·lents, gràcies.*

En David és part responsable del bon fi d'aquesta tesi. Ha estat un company incondicional en moltes de les campanyes de camp a la Ribera Salada i és el principal responsable del bon funcionament de les estacions de control a la conca. *T'agraeixo molt la teva generositat, noblesa i entusiasme durant aquests anys. Part d'aquesta tesi te la dec a tu, gràcies.*

No em vull oblidar de la resta de persones que formeu part del Grup RIUS: Álvaro, Cristina, Gemma Lobera, Gemma Piqué, Jose, Efre, Manel, Maria, Josep, Ester, Albert, Meritxell, Antoni, Fanny i Theo. Molts de vosaltres m'heu donat un cop de mà en algunes de les campanyes de camp a la Ribera Salada o en la resolució de dubtes en diferents fases de la tesi. Però el que més agraeixo ha estat el vostre suport, generositat i amistat durant aquests anys així com les ganes de fer d'aquest grup una gran família on tots remem en la mateixa direcció.

També voldria agrair a en Carles Balasch i en Josep Lluís el seu suport durant tot aquest temps, cadascú a la seva manera m'han ajudat a que les coses hagin estat més fàcils.

No em puc oblidar dels revisors externs de la tesi (Xavier Úbeda Cartañá i Jose Andrés López Tarazón), així com dels editors i revisors de les publicacions que en formen part; les seves correccions i comentaris han millorat significativament la versió final d'aquest treball.

Agrair la bona predisposició de l'Agència Catalana de l'Aigua (ACA), el Servei Meteorològic de Catalunya (SMC) i la Confederación Hidrogràfica del Ebro (CHE) en el subministrament de dades. Totes elles essencials pel bon desenvolupament de la tesi. Al mateix temps, agrair: (i) el finançament rebut per part d'un conveni entre el Centre de Ciència i Tecnologia Forestal de Catalunya (CTFC) i l'Agència Catalana de l'Aigua (ACA) (CTFC-ACA CV08000251), (ii) un ajut econòmic per a la realització d'un curs de formació en el marc del contracte de recerca del Programa Ramón y Cajal (RYC-2010-06264) finançat pel Ministeri d'Economia i Competitivitat, (iii) el suport del Departament d'Economia i Coneixement de la Generalitat de Catalunya mitjançant el reconeixement del grup de Recerca en Dinàmica Fluvial com a grup consolidat (SGR2017-459) i, finalment, (iv) un ajut econòmic per a la finalització de la tesi per part del Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl de la Universitat de Lleida. Part de la metodologia utilitzada en aquesta tesi doctoral s'ha desenvolupat en el marc dels projectes de recerca MorphSed (CGL2016-78874-R) i MorphHab (PID2019-104979RB-I00), finançats pel Ministerio de Economía y Competitividad i el Ministerio de Ciencia e Innovación, respectivament, i amb els fons FEDER de la Unió Europea.

Per finalitzar, m'agradaria donar les gràcies a aquells que més m'estimo: els pares, els germans i els amics. Sempre heu estat al meu costat, animant-me i fent-me costat, tot i que a vegades sense entendre el què i el perquè feia la tesi.

*No, no m'he oblidat de vosaltres Alba i Oriol...us he guardat pel final. Alba, tu ets la principal responsable que hagi pogut realitzar aquest somni. Un somni que mai hagués pogut portar a terme sense el teu suport, ajuda i paciència. Sé que han estat uns anys durs, on la feina no m'ha permès estar amb vosaltres molts caps de setmanes, festius i matinades. Us he trobat molt a faltar i, ara que tot això ha acabat, espero que la vida em permeti compartir amb vosaltres tot el temps que us mereixeu. Us estima, en Jordi i el papa.*

# ÍNDIX

<b>RESUM/RESUMEN/ABSTRACT</b>	<b>3</b>
<b>CAPÍTOL 1. INTRODUCCIÓ</b>	<b>7</b>
1.1 ESTAT DE LA QÜESTIÓ	8
1.2 OBJECTIUS I HIPÒTESIS	14
1.3 ESTRUCTURA DE LA TESI	16
1.4 ÀREA D'ESTUDI	19
1.5 METODOLOGIA	29
<b>CAPÍTOL 2. RAINFALL, RUNOFF AND SEDIMENT TRANSPORT IN A MEDITERRANEAN MOUNTAINOUS CATCHMENT</b>	<b>35</b>
2.1 RATIONALE	37
2.2 OBJECTIVE	39
2.3 STUDY AREA AND METHODS	39
2.4 RESULTS AND DISCUSSION	48
2.5 SUMMARY AND CONCLUSIONS	71
<b>CAPÍTOL 3. PATTERNS OF SUSPENDED LOAD HYSTERESIS IN A MEDITERRANEAN MOUNTAINOUS CATCHMENT</b>	<b>74</b>
3.1 RATIONALE	76
3.2 OBJECTIVE	77
3.3 STUDY AREA AND METHODS	77
3.4 RESULTS AND DISCUSSION	85
3.5 FINAL REMARKS AND CONCLUSIONS	111
<b>CAPÍTOL 4. WATER AND SEDIMENT BUDGETS UNVEILING CONTRASTING HYDRO-SEDIMENTARY PATTERNS IN A MOUNTAINOUS MEDITERRANEAN CATCHMENT</b>	<b>114</b>
4.1 RATIONALE	116
4.2 OBJECTIVE	117
4.3 STUDY AREA AND METHODS	117

4.4 RESULTS AND DISCUSSION	124
4.5 CONCLUSIONS	146
NOTATIONS	148
<b>CAPÍTOL 5. EVOLUCIÓN MORFO-SEDIMENTARIA DEL TRAMO MEDIO DEL RÍO SEGRE</b>	<b>150</b>
5.1 BASE LÓGICA	152
5.2 OBJETIVO	153
5.3 ÁREA DE ESTUDIO Y MÉTODOS	153
5.4 RESULTADOS	166
5.5 DISCUSIÓN	181
5.6 CONCLUSIONES	184
NOTACIONES	186
<b>CAPÍTOL 6. DISCUSSIÓ I CONCLUSIONS</b>	<b>189</b>
6.1 DISCUSSIÓ	190
6.2 CONCLUSIONS	211
6.3 LIMITACIONS DE LA TESI	212
<b>REFERÈNCIES</b>	<b>215</b>
<b>ANNEX A</b>	<b>253</b>
<b>ANNEX B</b>	<b>273</b>
<b>ANNEX C</b>	<b>285</b>

## RESUM

L'objectiu d'aquesta tesi doctoral és analitzar la dinàmica hidro-sedimentària a curt i llarg termini en dues conques de drenatge Mediterrànies sud-pirinaïques, una amb una dinàmica natural i l'altra alterada per embassaments.

En el primer cas, l'anàlisi es centra en identificar les principals àrees font de sediments, i determinar els principals cicles de transferència i els mecanismes i processos de mobilització i exportació de la carga sedimentària al llarg de la conca, fent èmfasi en la variabilitat espacial, i inter i intra-anual. La conca d'estudi és la conca de la Ribera Salada (224 km<sup>2</sup>). La Ribera salada és una conca Mediterrània representativa de les àrees de mitja muntanya del Pirineu (i.e. capçaleres humides en transició cap a les terres baixes més seques). La metodologia integra el mostreig i mesura de la precipitació, de l'escolament i del transport de sediments en suspensió amb un disseny de conques integrades, i l'aplicació de tècniques de teledetecció per a l'estudi de la intensitat i de la distribució espacial i temporal de la precipitació. En conjunt, les dades obtingudes presenten una elevada resolució espacial i temporal durant un període de 5 anys. Els resultats mostren una eficiència baixa en la transferència de sediments en suspensió en comparació als valors observats per a la regió mediterrània, així com un paper moderat de les crescudes en el transport de sediments. La conca consta de dues zones ben diferenciades amb règims hidrològics i sedimentaris contrastats: i) la part alta de la conca és la principal subministradora d'aigua (controlada pel cabal base), mentre que ii) la part baixa de la conca subministra la major part de la càrrega de sediments en suspensió, on la disponibilitat de sediments i la connectivitat entre les fonts de sediment i la xarxa fluvial és superior i condiona la càrrega sedimentària. L'activitat sedimentària depèn de la freqüència, la magnitud i la quantitat d'escolament directe de les riuades, així com dels cicles anuals de producció-transferència-sedimentació-esgotament dels sediments. Aquests factors condicionen la variabilitat intra-anual del transport de sediments en suspensió. S'han observat un total de tres períodes ben diferenciats. i) El primer període, durant l'hivern, presenta una baixa activitat sedimentària per l'escassa disponibilitat de sediments. ii) El segon període, a la primavera, el sediment disponible i la connectivitat amb les àrees font és alta (i.e. llera, marges i talussos ben connectats), fet que genera una elevada activitat sedimentària. iii) El tercer període, a l'estiu-principis de tardor, la disponibilitat de sediment és alta i la connectivitat amb les àrees font moderada (i.e. camps de conreu), el que propicia una activitat sedimentària moderada.

En el segon cas, l'estudi es centra en analitzar l'evolució fluvial de la llera del riu durant el període 1956-2008 i la resposta als impactes morfo-sedimentaris degut a la ruptura de la continuïtat de la transferència d'aigua i sediments. L'àrea d'estudi correspon al tram mig del riu Segre (3320 km<sup>2</sup>) aigües avall de l'embassament de Rialb (on desemboca la Ribera Salada). Es tracta d'un tram de 40 km de longitud amb diferents impactes antròpics (i.e. embassaments, extraccions d'àrids, esculleres i motes), on la carga sedimentària actual, donats aquests impactes, està condicionada, majoritàriament, per les aportacions dels afluents locals com la Ribera Salada. El treball presenta d'una manera seqüencial i integrada diferents mètodes de diagnòstic hidrològic i sedimentari que sovint es troben fragmentats o dispersos. Els resultats evidencien com els embassaments han afectat a la magnitud i freqüència de les avingudes. La retenció de sediments en els embassaments i les nombroses extraccions de sediments han generat un notable desequilibri sedimentari a la llera. La mobilitat de la llera s'ha reduït de manera molt important i la intrusió de la vegetació de ribera fa que la llera d'aigües baixes tendeixi a ocupar pràcticament la totalitat de la llera activa mostrant una alta estabilitat i afavorint la concentració del flux, que a la vegada condiona processos localitzats d'erosió. Les principals unitats morfo-sedimentàries (barres laterals i centrals) han desaparegut.

La integració dels resultats dels dos estudis és rellevant ja que permet avançar en una anàlisi més acurada de sistemes fluvials, i possibilita, encara que només sigui quantitativament i teòricament, establir una relació de continuïtat entre el balanç de sediments dels afluents no regulats (p.ex. la Ribera Salada) amb el curs principal de la conca (el Mig Segre).

**Paraules clau:** precipitació, radar, hidrologia, balanç d'aigua, règim alterat de cabals, aqüífers, transport de sediments, desequilibri sedimentari, Índex de Dinàmica Fluvial (IDF), conques Mediterrànies, balanç de sediments, morfologia, embassaments, extracció d'àrids, gestió de sediments, Ribera Salada, riu Segre, conca de l'Ebre.

## SUMMARY

The objective of this doctoral thesis is to analyse the hydro-sedimentary dynamics in both short and long terms in two Mediterranean South-Pyrenean catchments, one with natural dynamics and the other one altered by reservoirs.

In the first case, the analysis focuses on identifying the main source areas of sediment and on determining the main cycles of transport inferring on the mechanisms and processes of mobilization and export of sediment along the catchment, with a special emphasis on space and inter- and intra-annual variability. The study catchment is the Ribera Salada (224 km<sup>2</sup>). The Ribera Salada is a Mediterranean catchment representative of Pyrenean medium-height mountains (i.e. rainy headwaters transitioning to dryer lowlands). The methodology integrates sampling and measuring of rainfall, runoff and suspended sediment transport with a design of nested catchments; and the application of remote sensing techniques to study the intensity and the spatial and temporal distribution of rainfall. The data collected have a high spatial and temporal resolution over a period of 5 years. The obtained data show a low efficiency in suspended sediment transfer in comparison to observed values in the Mediterranean region, as well as a moderate role of floods in sediment transport. The catchment has two clearly distinct areas with contrasted hydrological and sedimentary regimes: i) the upper parts of the catchment (highlands) are the main supplier of water (controlled by base flow) whereas ii) the lower parts of the catchment (lowland) supply the majority of the suspended sediment load, where sediment availability and connectivity between sediment sources and the river network is superior and it controls the sediment yield. Sedimentary activity depends on the frequency, magnitude and volume of direct runoff from floods, as well as on the annual cycles of sediment production-transfer-sedimentation-depletion. These factors influence intra-annual variability of suspended sediment transport. Three very contrasted periods have been observed. i) The first period, in winter, shows a low sedimentary activity due to a low availability of sediments. ii) The second period, in spring, sediment availability and its connectivity with source areas is high (i.e. riverbed, banks and slopes well connected), a fact that generates a high sedimentary activity. iii) The third period, in summer-early autumn, sediment availability is high and connectivity with source areas is moderate (i.e. crop fields), which produces a moderate sedimentary activity.

In the second case, the study focuses on analysing the fluvial evolution of a channel form during the period 1956-2008 and the morpho-sedimentary impacts caused by the disruption of the continuity of water and sediment transfer. The study area is the middle reach of the Segre River (3320 km<sup>2</sup>) downstream of the Rialb reservoir (into which the Ribera Salada flows). It is a 40 km reach with a variety of human impacts (i.e. reservoirs, gravel extraction, jetties, levees), where present-day sediment load, due to those impacts, is conditioned, mainly, by the contribution of local tributaries. The study shows in a sequential and integrated manner different methods of hydrological and sedimentary diagnosis that are usually found depicted and dispersed. The results prove that reservoirs have affected the magnitude and frequency of floods. Sediment retention in reservoirs and the abundant sediment extraction have created a notable sedimentary imbalance in the riverbed. Bed mobility has been reduced dramatically and the intrusion of riparian vegetation causes that the low-water channel to tend to occupy virtually the entire active channel, showing a high stability and favouring the concentration of the flow that in turn control localised erosional processes. The main morpho-sedimentary units (lateral and central bars) have disappeared.

Overall, the integration of the results of both studies is relevant because it permits to advance in a more accurate analysis of fluvial systems, and it allows, albeit if only theoretically and quantitatively, to establish a continuity relationship between the sediment budget from non-regulated tributaries (e.g. Ribera Salada) with that of the main river (Middle Segre).

**Keywords:** precipitation, radar, hydrology, water balance, altered flow regime, aquifers, sediment transport, radar, sedimentary imbalance, River Dynamics Index (IDF), Mediterranean catchments, sediment budget, morphology, reservoirs, gravel mining, sediment management, Ribera Salada, Segre river, Ebro basin.

## RESUMEN

El objetivo de esta tesis doctoral es analizar la dinámica hidro-sedimentaria a corto y largo plazo en dos cuencas de drenaje Mediterráneas sur-pirenaicas, una con una dinámica natural y la otra alterada por embalses.

En el primer caso, el análisis se centra en identificar las principales áreas fuente de sedimentos, y determinar los principales ciclos de transferencia y los mecanismos y procesos de movilización y exportación de la carga sedimentaria a lo largo de la cuenca, haciendo énfasis en la variabilidad espacial, e inter e intra-anual. La cuenca de estudio es la cuenca de la Ribera Salada (224 km<sup>2</sup>). La Ribera Salada es una cuenca Mediterránea representativa de las áreas de media montaña del Pirineo (i.e. cabeceras húmedas en transición hacia las tierras bajas más secas). La metodología integra el muestreo y medida de la precipitación, de la escorrentía y del transporte de sedimentos en suspensión con un diseño de cuencas integradas, y la aplicación de técnicas de teledetección para el estudio de la intensidad y de la distribución espacial y temporal de la precipitación. En conjunto, los datos obtenidos presentan una elevada resolución espacial y temporal durante un periodo de 5 años. Los resultados muestran una eficiencia baja en la transferencia de sedimentos en suspensión en comparación con los valores observados para la región mediterránea, así como un papel moderado de las crecidas en el transporte de sedimentos. La cuenca consta de dos zonas muy diferenciadas con regímenes hidrológicos y sedimentarios contrastados: i) la parte alta de la cuenca es la principal suministradora de agua (controlada por el caudal base), mientras que ii) la parte baja de la cuenca suministra la mayor parte de la carga de sedimentos en suspensión, donde la disponibilidad de sedimento y la conectividad entre las fuentes de sedimento y la red fluvial es superior y condiciona la carga sedimentaria. La actividad sedimentaria depende de la frecuencia, la magnitud y la cantidad de escorrentía directa de las riadas, así como de los ciclos anuales de producción-transferencia-sedimentación-agotamiento de los sedimentos. Estos factores condicionan la variabilidad intra-anual del transporte de sedimentos en suspensión. Se han observado un total de tres periodos muy diferenciados. i) El primer periodo, durante el invierno, presenta una baja actividad sedimentaria por la escasa disponibilidad de sedimentos. ii) El segundo periodo, en primavera, el sedimento disponible y la conectividad con las áreas fuente es alta (i.e. cauce, orillas y vertientes muy conectadas), hecho que genera una elevada actividad sedimentaria. iii) El tercer periodo, en verano-principios de otoño, la disponibilidad de sedimento es alta y la conectividad con las áreas fuente moderada (y.e. campos de cultivo), el que propicia una actividad sedimentaria moderada.

En el segundo caso, el estudio se centra en analizar la evolución fluvial del cauce del río durante el periodo 1956-2008 y la respuesta a los impactos morfo-sedimentarios debido a la ruptura de la continuidad de la transferencia de agua y sedimentos. El área de estudio corresponde al tramo medio del río Segre (3320 km<sup>2</sup>) aguas abajo del embalse de Rialb (donde desemboca la Ribera Salada). Se trata de un tramo de 40 km de longitud con diferentes impactos antrópicos (i.e. embalses, extracciones de áridos, escolleras y motas), donde la carga sedimentaria actual, dados estos impactos, está condicionada, mayoritariamente, por las aportaciones de los afluentes locales como la Ribera Salada. El trabajo presenta de una manera secuencial e integrada diferentes métodos de diagnóstico hidrológico y sedimentario que a menudo se encuentran fragmentados o dispersos. Los resultados evidencian como los embalses han afectado a la magnitud y frecuencia de las avenidas. La retención de sedimentos en los embalses y las numerosas extracciones de sedimentos han generado un notable desequilibrio sedimentario al cauce. La movilidad del cauce se ha reducido de manera muy importante y la intrusión de la vegetación de ribera hace que el cauce de aguas bajas tienda a ocupar prácticamente la totalidad del cauce activo mostrando una alta estabilidad y favoreciendo la concentración del flujo, que a su vez condiciona procesos localizados de erosión. Las principales unidades morfo-sedimentarias (barras laterales y centrales) han desaparecido.

La integración de los resultados de los dos estudios es relevante puesto que permite avanzar en un análisis más preciso de sistemas fluviales, y posibilita, aunque solo sea cuantitativamente y teóricamente, establecer una relación de continuidad entre el balance de sedimentos de los afluentes no regulados (p.ej. la Ribera Salada) con el curso principal de la cuenca (el Mig Segre).

**Palabras clave:** precipitación, radar, hidrología, balance de agua, régimen alterado de caudales, acuíferos, transporte de sedimentos, desequilibrio sedimentario, Índice de Dinámica Fluvial (IDF), cuencas Mediterráneas, balance de sedimentos, morfología, embalses, extracción de áridos, gestión de sedimentos, Ribera Salada, río Segre, cuenca del Ebro.





# *CAPÍTOL 1*

---

## *INTRODUCCIÓ*



*Imatge: Jordi Tuset*

## CAPÍTOL 1. INTRODUCCIÓ

### 1.1 ESTAT DE LA QÜESTIÓ

#### 1.1.1 TRANSFERÈNCIA D'AIGUA I SEDIMENTS EN SISTEMES FLUVIALS

Els rius son sistemes naturals complexes que transfereixen aigua i sediments des de les capçaleres fins les zones de sedimentació (S.A. Schumm, 1977). La interacció entre la dinàmica hidrològica i sedimentària determina no tan sols l'equilibri entre els processos físics (Lane, 1955), sinó també l'estat ecològic i les característiques i la disponibilitat d'hàbitat (Sambrook Smith, 2008).

El transport de sediments des de les conques fins el mar és un procés fonamental en la transferència de matèria a la superfície terrestre (Walling, 2006). El 95% del sediment que arriba als oceans ho fa a través dels rius (Syvitski et al., 2003). Tot i així, només una part del sediment produït és exportat fora la conca. El volum restant queda emmagatzemat a la xarxa fluvial i a les planes d'inundació. El quocient entre el sediment produït i el que s'exporta d'una conca durant un període de temps determinat, normalment un any, es coneix com a *Sediment Delivery Ratio* (SDR) (p.ex. Charlton, 2008). En sistemes grans, l'eficiència en l'exportació de sediments de la conca acostuma a ser menor que en conques petites. De manera general, existeix una relació inversa entre el SDR i l'àrea de drenatge de la conca (Boyce, 1975; Reid i Dunne, 2005). Durant les crescudes l'escolament supera els llindars de mobilitat dels sediments i els materials erosionats des de les àrees font (p.ex. vessants) son transferits a la xarxa de drenatge i posteriorment transportats aigües avall. Així, la transferència de sediments al llarg del continuu fluvial ocorre de manera episòdica en el temps, condicionat per la competència dels cabals i per la disponibilitat de sediments als diferents compartiments de la conca. De manera general, a llarg termini, es considera que un tram de riu es troba en equilibri dinàmic (S.A. Schumm, 1977) quan la quantitat de sediments erosionada en un punt es reemplaçada per sediments transportats des d'aigües amunt (Williams i Wolman, 1984). Així, qualsevol alteració en el règim de cabals líquid i sòlid (p.ex. reforestació, construcció d'una presa) suposarà un desequilibri i un posterior ajust de les condicions morfo-sedimentàries i tots aquells processos associats incloent l'hàbitat (Kondolf, 1997).

Tot i que la transferència de sediments està directament associada amb l'excés d'energia (i.e. assoliment llindar mobilitat), aquesta relació no es lineal i està controlada per la disponibilitat de sediments. La disponibilitat de sediments depèn de factors com el clima, la morfometria de la conca, els usos del sòl, la geologia i el tipus de sòls, i de les activitats antròpiques que modifiquen les condicions naturals (Charlton, 2008). El clima controla l'entrada d'aigua i energia

al sistema (p.ex. erosivitat de la pluja) que, amb combinació amb la vegetació i les propietats del sòl, influeix directament en les taxes d'erosió del sòl (Langbein i Schumm, 1958; Walling i Webb, 1983). Per altra banda, la fisiografia de la conca (p.ex. mida, forma, densitat de la xarxa de drenatge i topografia) també afecten, condicionant l'eficiència en l'exportació de sediments (Milliman i Syvitski, 1992). La geologia i els sòls determinen l'erosionabilitat de la superfície juntament amb la vegetació i l'activitat humana (p.ex. Milliman i Meade, 1983). En aquest sentit, les activitats humanes (p.ex. la regulació hidrològica i canvis en els usos del sòl) han condicionat significativament la transferència, l'emmagatzematge i la producció d'aigua i sediments en moltes conques (p.ex. Knighton, 1998; Walling, 2006; Charlton, 2008; Ibisate et al., 2011). Tot això fa que l'exportació de sediments des dels sistemes fluvials sigui altament variable i no estigui tan sols relacionada amb el règim hidrològic (Simon, 2010). En aquest context, el subministrament de sediments en les àrees de muntanya poden estar dominades per les infreqüents aportacions procedents d'esllavissades, vessants limítrofs a la llera i fluxos d'esbaldregalls (<https://www.enciclopedia.cat/ec-gec-0104034.xml>) o *debris flows* (Froehlich i Starkel, 1995; Montgomery i Buffington, 1997). Aquests processos s'integren a escales espacials més grans i, normalment, no s'inclouen en estudis comparatius tradicionals (Trimble and Crosson, 2000). En aquest context, a mode d'exemple, Lehre (1982) va trobar que els *debris flows* en una petita conca del nord de Califòrnia aportaven més de la meitat del volum total de sediments exportats a llarg termini.

Els balanços de sediment s'utilitzen per descriure la relació entre, les entrades (i.e. zones de producció, llera principal, afluents), la transferència (i.e. vessant - llera), l'emmagatzematge (i.e. llera-plana d'inundació) i les sortides o exportació de sediments en un determinat sistema (Reid i Dunne, 2005). Aquest sistema pot ser una secció d'un vessant, un tram d'un riu o una conca de drenatge (Charlton, 2008). Tota aquesta informació permet estudiar les interaccions dels processos que hi participen i l'eficiència de cada procés (Reid i Dunne, 2005). Segons Charlton (2008), un balanç de sediments ben establert es pot considerar una eina de planificació irremplaçable, ja que permet avaluar l'impacte de les activitats humanes (p.ex. Trimble, 1983; Dang et al., 2013; Zhou et al., 2019), estimar els efectes futurs del canvi climàtic (p.ex. Asselman et al., 2003; Zhou et al., 2017), i detectar els factors que controlen la dinàmica i els canvis en el sistema fluvial (p.ex. Klaghofer et al., 1992; Walling, 2006; Molina et al., 2008). Així, els balanços de sediments permeten determinar la variabilitat intra i interanual de cada procés, així com diagnosticar possibles desequilibris i tendències d'ajust en el sistema. El diagnòstic serà més precís com més detallat i estès en el temps i en l'espai sigui el balanç, fet que suposa un esforç en l'obtenció de dades hidrològiques i climàtiques que permetin analitzar els diferents processos que condicionen la producció, transferència, residència i exportació de sediments a diferents

escales temporals i espacials. Això comporta mostrejos freqüents i sostinguts a través de períodes llargs (Simon, 2010). A més a més, en conques grans (i.e.  $10^2$ - $10^4$  km<sup>2</sup>), acostuma haver-hi un nombre limitat d'estacions d'aforament i escassetat de dades de transport de sediments, que juntament amb la gran heterogeneïtat del clima, la vegetació i els usos del sòl dificulten les anàlisis (Molina et al., 2008). Aquestes dificultats generen encara una manca de treballs amb dades d'elevada resolució espacial i temporal.

### **1.1.2 PRESES: CANVIS I DESEQUILIBRIS**

L'expansió dels nuclis urbans, l'agricultura, mineria i indústria, han multiplicat la demanda d'aigua. En entorns àrids i semiàrids com el mediterrani, el patró estacional de la precipitació fa que la disponibilitat i la demanda d'aigua estiguin desfasades, motivant la construcció de preses per satisfer l'emmagatzematge estacional i interanual d'aigua (Kondolf i Batalla, 2005). A tot el món, el número de grans preses (i.e. més de 15 m d'alçada) és de 59.071 (ICOLD, 2019), mentre que a la regió mediterrània és de més de 3500 (Cuttelod et al., 2008). A Espanya hi ha més de 1200 grans preses, més que qualsevol altre país d'Europa i en una posició destacada en el *ranking* mundial de països amb grans preses (Batalla, 2003; Batalla et al., 2004).

Les preses trenquen la continuïtat longitudinal dels rius, interrompent el transport de sediments aigües avall i alteren el règim de cabals i de crescudes. A l'entrar a l'embassament el flux perd part de la seva competència, fet que fa que es sedimentin primer els materials grollers, els transportats com a carga de fons (Leopold i Bull, 1979). Posteriorment es sedimenten els més fins, que són els materials transportats en suspensió (Williams i Wolman, 1984, Vericat i Batalla, 2006; Tzoraki et al., 2007). En aquestes circumstàncies, les entrades de massa i energia no són iguals a les sortides, el balanç de sediment estarà condicionat per la ruptura de la continuïtat ocasionada per la presa. Això genera un estat de desequilibri que comporta un ajust de la morfologia del canal aigües avall, tal i com s'indica més endavant (p.ex. Montgomery i Buffington, 1998). Tot i això, un cop s'ha produït la pertorbació l'ajust no és immediat, hi ha un temps de reacció (Figura 1). El temps que el riu necessita per assolir un nou equilibri imposat per les noves condicions s'anomena temps de relaxació (Simon, 2010; Petts i Gurnell, 2005). El temps de reacció i el de relaxació estaran condicionats per les característiques del sistema impactat i el grau de la pertorbació. A mode d'exemple, els rius que en règim natural portaven molta càrrega sedimentària (p.ex. rius trenats) presenten una taxa de canvi molt més ràpida i de major impacte morfològic que altres amb un subministrament menor (Petts and Gurnell, 2005).

L'absència de càrrega sedimentària aigües avall produeix un excés d'energia (i.e. *Hungry Water* segons Kondolf, 1997), generant incisió (i.e. més pronunciada com major sigui la competència dels cabals alliberats per la presa; Charlton, 2008) (p.ex. Williams i Wolman, 1984;

Chien, 1985; Xu, 1997) i reducció de l'amplada activa del canal (p.ex. Andrews, 1986; Tuset et al., 2015), així com un increment del cuirassament (i.e. *armouring* p.ex. Williams i Wolman, 1984; Surian i Rinaldi, 2003; Tuset et al., 2015). Aquests ajustos poden comportar un descens del nivell freàtic, la desaparició de la ribera (p.ex. Ollero-Ojeda, 2008) i canvis en el patró dels canals i de les unitats morfo-sedimentaries (p.ex. Kondolf, 1997; Surian i Rinaldi, 2003). En aquestes circumstàncies, l'única font de sediments prové de la pròpia llera (p.ex. Vericat et al., 2006) i dels afluents no regulats (p.ex. Piqué et al., 2016; Marteau et al., 2018). Aquesta és la situació del tram baix del riu Ebre aigües avall de l'embassament de Flix. Tena et al. (2012) van trobar que les concentracions de sediments d'alguns afluents de règim efímer eren fins i tot més gran que el sediment transportat pel mateix riu Ebre. Els resultats d'aquests estudi indiquen que en valors absoluts, l'aportació dels afluents representa un 5% de la càrrega mitjana anual del període 1998-2008. Així, una millor compressió de la dinàmica sedimentaria dels afluents que drenen a rius regulats és clau per entendre el paper additiu d'aquests i l'impacte sobre la recuperació del dèficit sedimentari generat per la retenció de sediments a l'embassament. A més, qualsevol programa de rehabilitació fluvial encaminat a millorar la transferència de sediments en medis regulats i afavorir la continuïtat longitudinal d'aquesta requereix una millor comprensió de l'aportació de sediments per part dels afluents sent, conjuntament amb la pròpia llera (i.e. incloent els marges), les principals àrees font de sediments.

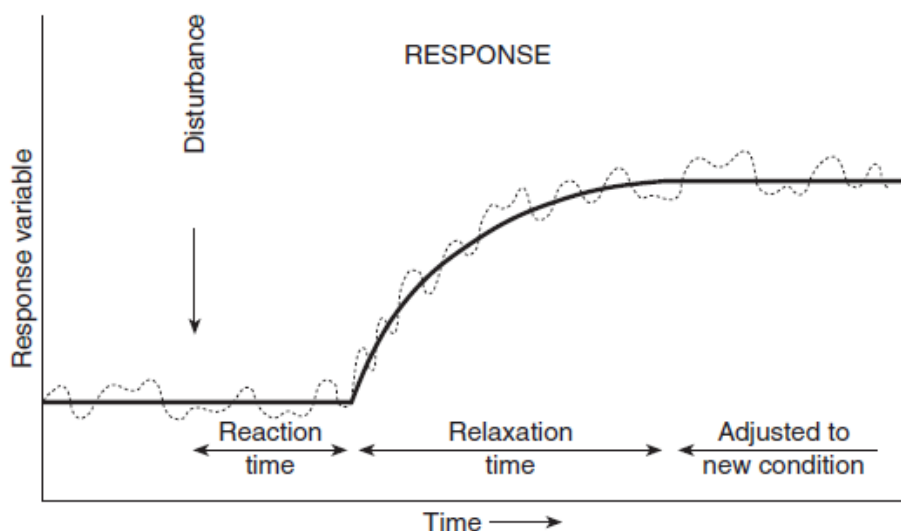


Figura 1. Resposta d'un sistema a una pertorbació. La línia de punts representa els valors observats, la línia sòlida indica la condició mitjana del sistema. Adaptat de Bull (1991) per Charlton (2008).

### 1.1.3 MEDITERRANÉITAT: ASPECTES GENERALS

El clima Mediterrani és un clima de transició entre el clima temperat i el clima subtropical i tropical (Lionello et al., 2006; Trigo et al., 2006). Està caracteritzat per l'alternança de dues estacions: una estació humida i freda a l'hivern (i.e. estiu austral), i una altra seca i càlida a l'estiu (Giorgi i Lionello, 2008). No obstant, en algunes regions (p.ex. la conca del Mar Mediterrani), la majoria de les precipitacions es produeixen a la primavera i a la tardor (Aschmann, 1973; Miller, 1983). Les temperatures hivernals són suaus, amb unes mínimes mensuals mitjanes que oscil·len entre els 8°C i els 12°C, on les gelades són poc freqüents, excepte a altures elevades o bé a l'interior. Les temperatures màximes i mitjanes mensuals solen variar entre els 18°C i els 30°C, registrades a l'estiu (Dell et al., 1989).

La conca del Mar Mediterrani engloba més de la meitat de la superfície mundial amb aquesta classificació climàtica, fet que determina el nom comunament utilitzat per aquest tipus de clima. La resta d'àrees del món que estan sota el domini climàtic del tipus Mediterrani, es troben al vessant occidental dels continents, entre els 30 i 45 graus de latitud al nord i sud de l'Equador (i.e. la costa sud d'Oregon fins al nord de Baixa Califòrnia, parts de l'Oest del sud d'Austràlia, la regió sud-oest del Cap de Sud-àfrica i la regió central de Xile; Strahler i Strahler, 1994). Excepte Austràlia, amb una topografia amb elevacions moderades, les terres mediterrànies acostumen a delimitar amb massissos muntanyosos amb elevacions importants. En aquestes altures, el clima deixa de ser mediterrani al registrar elevades precipitacions i temperatures relativament fredes (p.ex. algunes zones del Pirineu i dels Alps).

Les precipitacions totals anuals oscil·len entre un mínim d'uns 200 mm (p.ex. Almeria) a sobrepassar els 1200 litres, com per exemple a Gènova (Strahler and Strahler, 1994). Tot i que el patró de les precipitacions estacionals és altament predictable, les precipitacions anuals poden variar significativament (Gasith i Resh, 1999). L'elevada variabilitat interanual, va acompanyada d'una alta irregularitat pluviomètrica diària, i fins i tot horària (Martín-Vide i Olcina, 2001), que acostuma a presentar-se en forma de tempesta (Le Houerou, 1990). Aquesta marcada variabilitat, irregularitat i torrencialitat, és la responsable de la generació d'inundacions i, en cas contrari, de llargs períodes secs, on l'evapotranspiració potencial és superior a la precipitació (i.e. dèficit hídric).

El règim fluvial en les conques mediterrànies acostuma a seguir el mateix patró que les precipitacions i, per tant, mostra una forta variabilitat estacional i anual (Resh et al., 1990; Sabater et al., 1992; Kondolf and Batalla, 2005). A la conca mediterrània i a Xile, el flux màxim a les conques amb règim perenne acostuma a registrar-se a principis de primavera. A Califòrnia, Sudàfrica, Austràlia i al centre i sud de la península italiana, les aportacions hidrològiques

d'hivern tenen més protagonisme (Haines, 1988). En regions amb una geologia càrstica (p.ex. a Espanya i Israel), les fluctuacions estacionals del flux es moderen (p.ex. Armengol et al., 1991), mentre que en conques amb capçaleres amb elevades altituds, es pot observar un règim hidrològic bimodal (p.ex. règims pluvio-nival o nivo-pluvial), amb un màxim a la primavera (i.e. conseqüència del desgel i les precipitacions de primavera) i un altre, de secundari, a la tardor (i.e. conseqüència de les pluges de tardor) (Armengol et al., 1991).

Els rius es poden definir segons la durada del cabal superficial com a (i) perennes (i.e. cabal durant tot l'any) o (ii) temporals (i.e. només circula cabal durant una part de l'any) (Hansen, 2001). A les conques mediterrànies, els rius perennes es troben a les àrees més humides, mentre que els rius temporals es formen en sectors amb un clima més sec (i.e. àrid o semiàrid). Els rius temporals representen una proporció significativa en nombre, longitud i volum d'escorrentia respecte a la totalitat dels rius mundials (Dodds, 1997; Tooth, 2000; Larned et al., 2010), sent més abundants a les regions àrides i semiàrides (Larned et al., 2010) (p.ex. gairebé la meitat de la xarxa fluvial a Grècia és temporal; Tzoraki i Nikolaidis, 2007). A més, s'espera que els rius siguin cada vegada més temporals a causa del canvi global (Lake et al., 2000; Palmer et al., 2008; Brooks, 2009). Tot i així, aquests han estat relativament poc estudiats (Robson et al., 2008; Acuña et al., 2014). Els rius temporals es classifiquen en intermitents o efímers. Els rius intermitents flueixen estacionalment en resposta al desgel i/o a l'augment del nivell freàtic degut a l'increment de la precipitació o a la disminució de l'evapotranspiració. En aquestes circumstàncies, el freàtic aporta aigua al riu al sobrepassar la cota de la llera (McDonough et al., 2011). En condicions seques, el nivell de les aigües freàtiques es troba per sota de la cota de la llera i les aportacions de l'aqüífer queden interrompudes. En aquestes condicions, la llera perd l'aigua que pugui venir de l'aqüífer. Els rius efímers només presenten circulació d'aigua en superfície durant esdeveniments de precipitació i no reben mai el subministrament d'aigües subterrànies per la menor cota del nivell freàtic respecte a la llera. Com a resultat, els rius efímers sempre perden escolament aigües avall (McDonough et al., 2011). Quan els rius temporals i efímers s'assequen, l'aigua encara resta en tolles aïllades i circula a través dels sediments, la zona hiporrèica per sota del llit del riu. Si les condicions de sequera persisteixen, els fluxos hiporrèics també poden cessar i, conseqüentment, assecar-se completament. En conseqüència, el règim de cabals d'aquest tipus de riu i la presència d'aigua són típicament més variables que en rius perennes de grandària equivalent (Costigan et al., 2017), mostrant un major grau de mediterraneïtat, és a dir, una major intensitat de la sequera estival (i.e. percentatge de la precipitació estival en relació a la total; per més informació veure Meher-Homji, 1971).



La transferència de sediments a les conques mediterrànies europees registren una mitjana d'unes 300 Mg km<sup>-2</sup> any<sup>-1</sup> (Vanmaercke et al., 2012a), un valor superior a la majoria de la resta de conques europees (Milliman, 2001; Vanmaercke et al., 2012). L'alt volum de sediments exportat es deu a la freqüència i alta erosivitat del règim de precipitacions, on la llarga història de la presència humana en un paisatge molt vulnerable als processos d'erosió també hi intervé (Woodward, 1995). El domini de roques joves (i.e. més toves) i un relleu moderadament elevat (i.e. > 500 m s.n.m.), amb importants gradients altitudinals per la proximitat amb la línia de la costa (Conacher i Sala, 1998; Woodward, 1995) dins d'un entorn tectònic actiu ha creat conques fluvials de capçalera on les forces erosives i la disponibilitat de sediments són elevades (Woodward, 1995). Milliman i Syvitski (1992) suggereix que les càrregues mitjanes de sediments poden haver augmentat en un factor de de 2 a 10 des de que els humans van començar a desforestar i a conrear de forma generalitzada. Diversos estudis també han indicat que les taxes d'erosió mesurades a escala de parcel·la en condicions de pluges naturals són significativament inferiors a la transferència de sediments mesurada a escala de conca. Aquest fet posa de manifest la importància d'alguns processos d'erosió que no estan actius a escala de parcel·la, com ara l'erosió de la llera, els despreniments i l'erosió de ribera (p.ex. Poesen i Hooke, 1997; Cammeraat, 2004; Boix-Fayos et al., 2005; de Vente i Poesen, 2005).

## 1.2 OBJECTIUS I HIPÒTESIS

La finalitat d'aquesta tesi és analitzar la dinàmica sedimentària a curt i llarg termini en dues conques de drenatge Mediterrànies, una amb una dinàmica natural i l'altra alterada per embassaments. Partint d'aquest plantejament inicial els dos objectius principals de la tesi són:

(O1) Elaborar el balanç d'aigua i sediments de la conca de la Ribera Salada (224 km<sup>2</sup>; conca del Segre). Es tracta d'una conca majoritàriament forestal amb una dinàmica morfològica i sedimentària natural, sent representativa de conques mediterrànies forestals de mitja muntanya (*Pre-Pirineu català*). L'estudi es basa amb una base de dades d'elevada resolució espacial i temporal que engloba un període temporal de 5 anys. En el marc d'aquets primer objectiu s'analitzen els mecanismes i processos de mobilització i exportació de la carga sedimentària al llarg de la coca fent èmfasis a la variabilitat espacial, i inter i intra-anual. Els resultats són rellevants per a la millora en la modelització i predicció del transport de sediments (p.ex. Buendia et al., 2016), sent de gran utilitat per a la gestió dels sistemes fluvials, especialment en conques que drenen a rius regulats com és el cas del riu Segre, aspecte directament relacionat amb el segon dels objectius principals de la tesi.

(O2) Analitzar els impactes morfo-sedimentaris degut a la ruptura de la continuïtat de la transferència d'aigua i sediments (i.e. dèficit sedimentari) en un tram de 40 km de longitud a la

conca del riu Segre aigües avall de la presa de Rialb i de la confluència de la Ribera Salada (en les proximitats del municipi de Ponts; 3320 km<sup>2</sup>). Es tracta d'un tram amb diferents impactes antròpics (i.e. embassaments, extraccions àrids, esculleres i motes) on la carga sedimentària actual, donats aquests impactes, està condicionada, majoritàriament, per les aportacions dels afluents (p.ex. Ribera Salada; O1). El treball s'aborda des d'una escala temporal històrica (i.e. 60 anys, des del 1956 fins l'actualitat) amb l'objectiu d'estudiar com la morfologia fluvial s'ha ajustat a les noves condicions de transferència d'aigua i sediments fins a l'assoliment d'un nou estat morfo-sedimentari de *quasi-equilibri*.

Les hipòtesis de treball (H) sobre les que es basen els objectius principals i que seran avaluades a partir d'una sèrie d'objectius específics que es formulen més endavant són:

- H1: La quantitat, la intensitat, la variabilitat i la localització de la precipitació controlen tant la generació d'escolament com els processos erosius que tenen lloc en una conca.
- H2: En conques forestals i sense presència d'àrees altament erosionables també existeix una no linealitat en les relacions entre transport de sediments en suspensió i cabal. Tot i la baixa activitat geomorfològica, el patró d'aquestes relacions estarà relacionat amb la variabilitat temporal de les àrees font de sediments i la intensitat, i distribució de la precipitació, que a la vegada controlaran els principals mecanismes de transport i transferència de sediments.
- H3: El balanç d'aigua i sediment en suspensió en conques mediterrànies de muntanya estan controlats pel règim de crescudes i la disponibilitat de sediments. Aquests responen a les variacions del clima, escolament, propietats del sòl, geologia, usos del sòl i de l'aigua.
- H4: Els embassaments afecten el règim de cabals i de crescudes i la càrrega sòlida. Aquests impactes poden estar condicionats per altres perturbacions, més localitzades però d'especial rellevància per a la dinàmica fluvial. Les extracció d'àrids i la canalització dels rius afavoreixen processos de degradació fluvial (i.e. incisió) amb implicacions directes sobre l'estabilitat de la llera, l'increment de la vegetació de ribera i la desconexió entre les lleres i les planes d'inundació.
- H5: Els afluents condicionen l'increment de la càrrega sedimentària aigües avall dels embassaments. Entendre la dinàmica sedimentària dels afluents és fonamental per tal de millorar les mesures de restauració fluvial encaminades a incrementar la transferència de sòlids en suspensió en rius regulats.

Partint dels objectius generals de la tesi i d'aquestes hipòtesis, s'han dissenyat els següents objectius específics (OE):

- OE1: Establir relacions estadístiques multivariants entre la precipitació, l'escolament i el transport de sediments en una conca (representativa) mediterrània forestal de mitja muntanya (i.e. la Ribera Salada).
- OE2: Analitzar la dinàmica del transport de sediments en suspensió a escala de riuada en una conca mediterrània forestal de mitja muntanya amb l'objectiu d'identificar les principals relacions existents entre concentració de sediments i cabal, la variabilitat d'aquestes i els factors que la controlen.
- OE3: Calcular el balanç d'aigua i sediment en suspensió en una conca mediterrània forestal de mitja muntanya a múltiples escales temporals amb l'objectiu d'establir les principals àrees font d'aigua i sediments.
- OE4: Analitzar l'evolució de la morfologia fluvial d'un tram de 40 km del Mig Segre durant el període 1956-2008 com a resposta de la regulació hidrològica, i altres impactes més localitzats en l'espai com les activitats extractives.

### 1.3 ESTRUCTURA DE LA TESI

La tesi es presenta en *format clàssic*. Tot i això, en el marc de la tesi s'han realitzat un seguit de publicacions científiques que proporcionen part de la informació que es presenta als capítols de la tesi. La memòria de la tesi està dividida en 6 capítols. La figura 2 mostra l'estructura de la tesi, indicant la relació entre els objectius específics, capítols i els articles científics derivats de la tesi. El **Capítol 1** conté una introducció general, els objectius, el marc i l'estructura de la tesi, i un breu resum general de l'àrea d'estudi i dels materials i mètodes utilitzats. Els **Capítols 2, 3 i 4** es centren en els tres principals objectius específics (OE1, OE2 i OE3). En el conjunt d'aquests capítols s'analitzen els mecanismes i processos de mobilització i exportació de la carga sedimentària de la conca de la Ribera Salada (i.e. O1). De manera específica: *i*) el **Capítol 2** estudia les interaccions entre la precipitació, la generació d'escolament i el transport de sediments en suspensió en diferents àrees de la conca a escala de crescuda; *ii*) el **Capítol 3** analitza la dinàmica del transport de la càrrega sòlida a escala de crescuda per al període 2005-2008, i *iii*) el **Capítol 4** recull el balanç d'aigua i sediments de la conca de la Ribera Salada a múltiples escales espacials i temporals, gràcies a l'adquisició de dades d'elevada resolució temporal i espacial durant els anys 2012 i 2013. El **Capítol 5** presenta l'evolució de la morfologia fluvial d'un tram de 40 km del Mig Segre durant el període 1956-2008 com a resposta de la regulació hidrològica, i altres impactes més localitzats en l'espai com les activitats extractives. Aquest capítol aborda l'OE4, directament relacionat amb l'O2 de la tesi. Cal destacar que els

capítols principals d'aquesta tesi presenten la mateixa estructura; en un primer apartat es presenta la base lògica (o Rationela) i l'objectiu del capítol, seguidament és fa una descripció detallada de l'àrea d'estudi i dels mètodes específics que s'han utilitzat i, finalment, es presenten els resultats, discussió i conclusions. L'idioma de cada capítol estarà condicionat per la publicació que se n'ha derivat. Així, els capítols 2, 3 i 4 es presenten en anglès i el capítol 5 en espanyol (la resta en català). Per últim, el **Capítol 6** presenta una discussió i les conclusions generals d'aquesta tesi; es tracta d'una síntesi que integra els resultats de cada un dels capítols i que permet extreure conclusions generals en relació amb els objectius específics i validar les hipòtesis de treball. Les referències es presenten en un apartat únic al final del document.

Per últim, també s'han afegit diversos annexos que contenen informació important obtinguda al llarg de la tesi. En l'**Annex A**, es mostren detalls complets de les seccions de monitorització a la conca de la Ribera Salada. També cal destacar tres contribucions presentades a congressos (**Annex B**) que es van dur a terme en el marc de la tesi doctoral. Les actes dels congressos presenten els resultats preliminars dels treballs recollits en els **Capítols 3, 4 i 5**, respectivament. Finalment, l'**Annex C** presenta els articles publicats en relació directa amb la tesi i permeten ampliar els continguts que es presenten als diferents capítols (p.ex. material suplementari). També s'inclou un article publicat l'any 2016 relacionat i complementari als objectius de la tesi i.e. les dades registrades al 2012 i al 2013 i presentades al **Capítol 5** van permetre avaluar el model hidrològic i de transport de sediments Tetis® (Buendia et al., 2016b). El treball avalua els canvis en les aportacions d'aigua i sediments anuals i estacionals resultants de la variabilitat climàtica i l'aforestació a la conca de la Ribera Salada des de l'any 1971 al 2014. De la mateixa manera, també s'ha inclòs una publicació de recursos docents elaborada en el marc de a tesi. Es tracta del Quadern 39 del Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, document que presenta una metodologia per a la diagnosi hidrològica i morfo-sedimentària de cursos fluvials sobre la base de l'aproximació metodològica que es presenta al **capítol 5**.

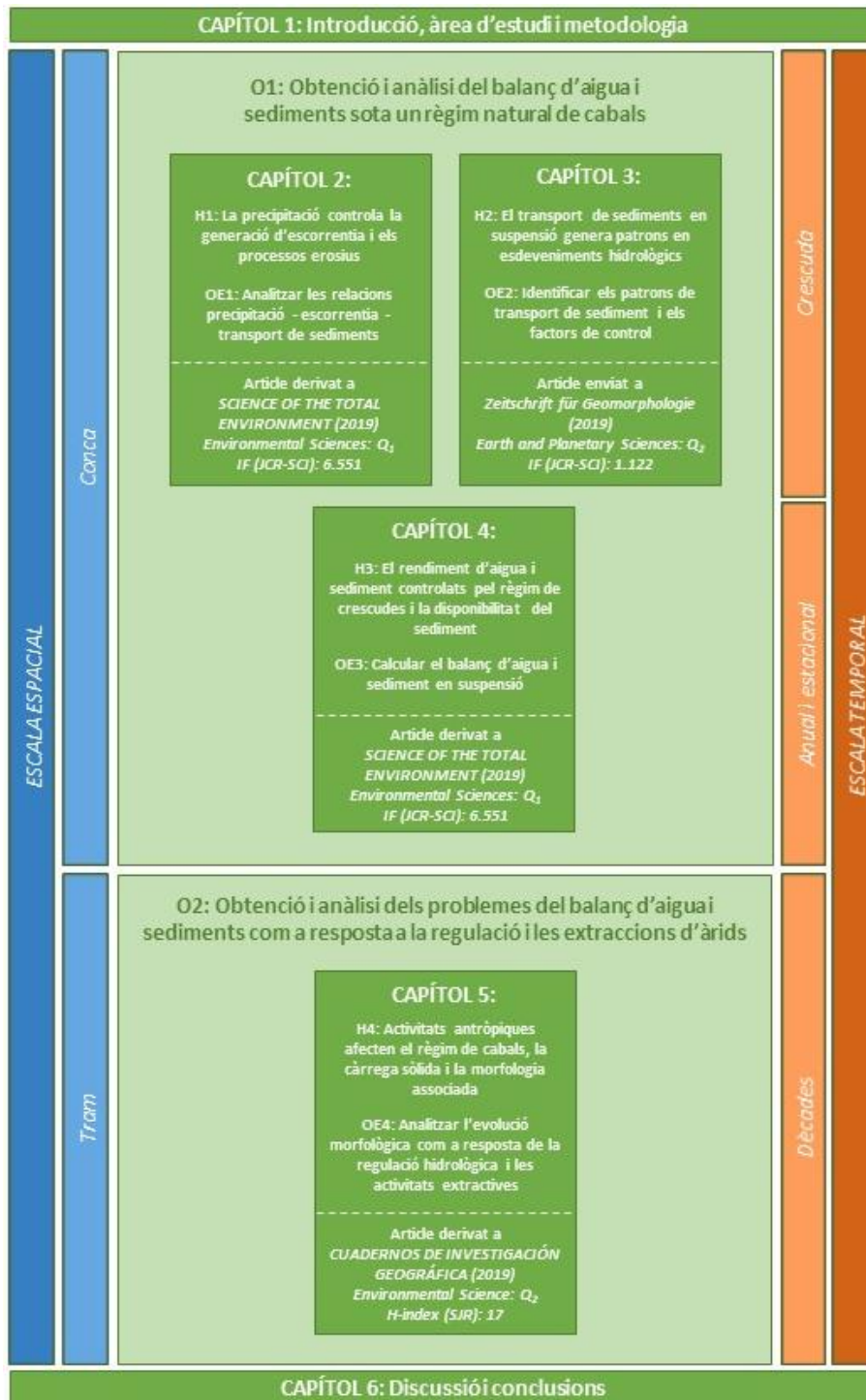


Figura 2. Estructura de la tesi en base a les diferents escales espacials i temporals analitzades, les hipòtesis de treball, els objectius, capítols i els articles científics derivats. En quan a les revistes, s'especifica el nom de la revista, l'any d'actualització de les mètriques de la revista, l'àrea temàtica o categoria a la que pertany, el factor d'impacte i el quartil en què es troba dintre de l'àrea temàtica. Cal recordar que en el marc de la tesi s'han realitzat un seguit de publicacions científiques que proporcionen part de la informació que es presenta als capítols de la tesi.



### **1.4.1 LA CONCA DE L'ALT I MIG SEGRE**

La conca de l'Alt i Mig Segre (4302 km<sup>2</sup>) es troba al vessant meridional del Pirineu, al NE de la Península Ibèrica. Correspon a la capçalera del riu Segre, aigües amunt de la confluència amb la Noguera Pallaresa. El riu Segre és el principal efluent del riu Ebre. El riu té la capçalera a l'Alta Cerdanya (França) i després de recórrer 177 km, arriba a la Depressió Central, coincidint amb la confluència amb la Noguera Pallaresa (255 m s.n.m.). Els seus principals afluents són la Valira, l'Arabó i la Llosa, el Rialb i la Ribera Salada (Figura 3B).

#### **1.4.1.1 Clima i hidrologia**

L'Alt Segre té un clima mediterrani, amb trets alpins a la capçalera, i tendència a la continentalitat en el seu tram Mig. La disposició paral·lela a la costa de les serres Litoral i Prelitoral allunya les terres interiors de la conca de la influència marítima. A més, la distància amb l'oceà Atlàntic i la presència del Pirineu fins arribar a la conca, genera un obstacle cap a la influència Atlàntica. Aquesta, confereix al seu caràcter general mediterrani alguns trets atípics (p.ex. uns hiverns amb escassa precipitació a causa de la seva posició a sotavent dels temporals atlàntics; SMC, 2019).

La conca registra una elevada alçada mitjana (1250 m s.n.m.) al travessar el Pirineu i el Prepirineu, que unit a les diferents orientacions de les unitats de relleu, comporten grans contrastos climàtics. Una bona manifestació d'aquests contrastos els trobem en la distribució de la precipitació mitjana anual, on els totals pluviomètrics oscil·len entre els més de 1200 mm any<sup>-1</sup> a determinats punts del Pirineu, i els 500 mm any<sup>-1</sup> en el sector més meridional de la conca. A les capçaleres, els màxims de precipitació són a l'estiu i els mínims a l'hivern, mentre que a la sortida de la conca les estacions més plujoses de l'any són les equinoccials, sobretot la primavera (SMC, 2019). La precipitació a les muntanyes és en forma de neu amb l'arribada del fred, cobrint el sòl per sobre dels 2000 o 2200 m fins ben entrada la primavera. Les temperatures mitjanes anuals presenten una notable varietat, amb valors pròxims als 0°C a les àrees més elevades i als 13°C a l'entrar a la Plana de Lleida. El règim tèrmic es caracteritza per tenir hiverns molt freds a les parts més elevades i estius calorosos a les fondalades, amb una important amplitud tèrmica tant anual com diària. L'evapotranspiració de referència a la capçalera és inferior a 600 mm any<sup>-1</sup> mentre que al sud, prop de la confluència amb la Noguera Pallaresa, les taxes anuals són superiors a 750 mm any<sup>-1</sup> (Ninyerola et al., 2004). Així, comparant els valors d'evapotranspiració amb la precipitació, es posa de manifest el caràcter excedentari de la capçalera i deficitari de la part septentrional de la conca.

El règim hidrològic de l'Alt i Mig Segre és del tipus nivo-pluvial. El cabal del riu es caracteritza per una notable estacionalitat, amb un màxim al maig i al juny, com a resposta a la fusió de la

neu acumulada durant l'hivern i a les abundants precipitacions registrades en els mesos de primavera (Tuset et al., 2015). Segons Manzano (2007), la fusió del mantell nival durant els últims anys s'ha avançat, desplaçant el pic màxim d'aportacions mensual al maig. El mínim anual es produeix a l'estiu, entre agost i setembre.

El cabal mitjà diari a la sortida de la conca de l'Alt i Mig Segre és de  $31.8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (i.e. Estació d'Aforament de Ponts, AE9114, anys 1946-1982, font: CEDEX, 2016), equivalent a una aportació mitja anual de  $982 \text{ hm}^3$  (Tuset et al., 2012). Les aportacions mitjanes anuals mostren una clara tendència a la disminució des dels anys 60 del segle XX (Tuset et al., 2012). Aquesta reducció es pot atribuir a l'augment d'evapotranspiració a les capçaleres de la conca com a conseqüència de l'increment de la cobertura forestal i a la disminució de les precipitacions a la capçalera (López-Moreno et al., 2014, Gallart i Llorens, 2002). Aquestes dades, no inclouen els recursos consumits en activitats humanes (i.e. les captacions per usos agrícoles, industrials i domèstic; retorns al riu inclosos), que fins a l'alçada de l'embassament d'Oliana, suposen un volum de  $46 \text{ hm}^3 \text{ any}^{-1}$  (NL Consultores, 2008). Segons Vicente-Serrano et al. (2017), la gestió actual de la conca requereix d'importantes intervencions per fer front a les fortes demandes d'aigua de l'agricultura i del canvi climàtic. En aquest context, els escenaris de canvi preveuen una reducció de la precipitació i un gran augment de l'evapotranspiració a la conca del Segre durant les pròximes dècades (Calbó et al., 2012). Aquests canvis, a falta de nous estudis, comportaran una disminució dels recursos hídrics durant el segle XXI de l'ordre del 10-15% (NL Consultores, 2008), que es pot traduir en sequeres climàtiques i hidrològiques més severes i més freqüents (Blenkinsop and Fowler, 2007). En general, els cabals màxims es registren a la tardor. Les riuades més importants del segle XX van ser als anys 1907, 1937 i 1982. El cabal màxim instantani ( $Q_{ci}$ ) registrat a Lleida en les dues primeres riuades s'estima al voltant dels  $5200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  i  $3600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  respectivament (Balasch et al., 2006), mentre que durant la última, a l'alçada d'Alòs de Balaguer, es va estimar un  $Q_{ci}$  de  $2300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (Thorndycraft et al., 2006). L'Índex de Torrencialitat ( $IT$ ), expressat com el quocient entre el valor del cabal màxim instantani i el cabal mig anual, a la sortida del Segre Mig (Alòs de Balaguer) és de 72, un valor inferior a conques amb un caràcter marcadament mediterrani (p.ex. el riu Francolí a Tarragona, amb un  $IT$  de 1042 en la crescuda d'octubre de 2019) i superior a conques sota un règim pluviomètric més oceànic (p.ex. el riu Arga a Funes, amb un  $IT$  de 18 en la crescuda del desembre de 1980).

#### **1.4.1.2 Geologia**

La conca Alta del riu Segre forma part (i) del domini pirinenc del Sinclinal de Tremp, mentre el tram Mig es troba en (ii) el domini de la Depressió de l'Ebre. Aquests dominis estan clarament diferenciats per l'encavalcament Sud pirinenc. Dins el domini pirinenc cal distingir una zona axial



que correspon bàsicament a la conca del Valira i la capçalera del Segre pròpiament dita. Aquest domini està format per granodiorites i roques metamòrfiques Paleozoiques entre les que apareixen depressions tectòniques farcides de materials terciaris. En el límit meridional d'aquest domini es localitza una altra zona Prepirinenca formada fonamentalment per materials del Cretaci, Paleocè i Eocè inferior, coberts de forma discordant per les molasses de l'Oligocè. El límit sud ve definit pels fronts d'encavalcament de la Serra del Montsec, Port del Comte i Cadí. En el domini de la depressió de l'Ebre trobem conglomerats, gresos i margues, amb estructures lleument plegades, i en el fons de vall amb dipòsits al·luvials constituïts per graves i argiles del Quaternari (NL Consultores, 2008).

Els principals aqüífers del domini geològic del Sinclinal de Tremp es troben a les calcàries del Devonià, del Cretaci superior i l'Eocè. La seva descàrrega es realitza per surgències que mostren en ocasions elevades puntes de cabal com ara la Font Bordonera (Alt Urgell), de Sant Quintí (Ribera Salada, Solsonès) i la Fou de Bor (Cerdanya). Les aigües subministrades per aquests aqüífers són majoritàriament de composició química bicarbonatada càlcica. A la part baixa de la conca, a l'est de les Serres Marginals Catalanes, entre les poblacions d'Artesa de Segre i Gualter, hi ha un aqüífer format pels dipòsits al·luvials i les terrasses del riu Segre (NL Consultores, 2008).

#### **1.4.1.3 Usos del sòl**

La conca de l'Alt i Mig Segre presenta una ocupació del sòl dominada pel bosc (38,2%), seguit del grup format per matolls, herbàcies i prats (31%) i conreu (20,9% de secà i 2,4% de regadiu). En les parts de major altitud de la conca predominen els prats supraforestals, els roquissars i el sòl nu. En la zona mitja els boscos i el matollar, mentre que en la part septentrional i al fons de les valls el conreu és l'ús predominant, sent destacable el regadiu a la Cerdanya i a la plana de l'Alt Urgell (Figura 4).

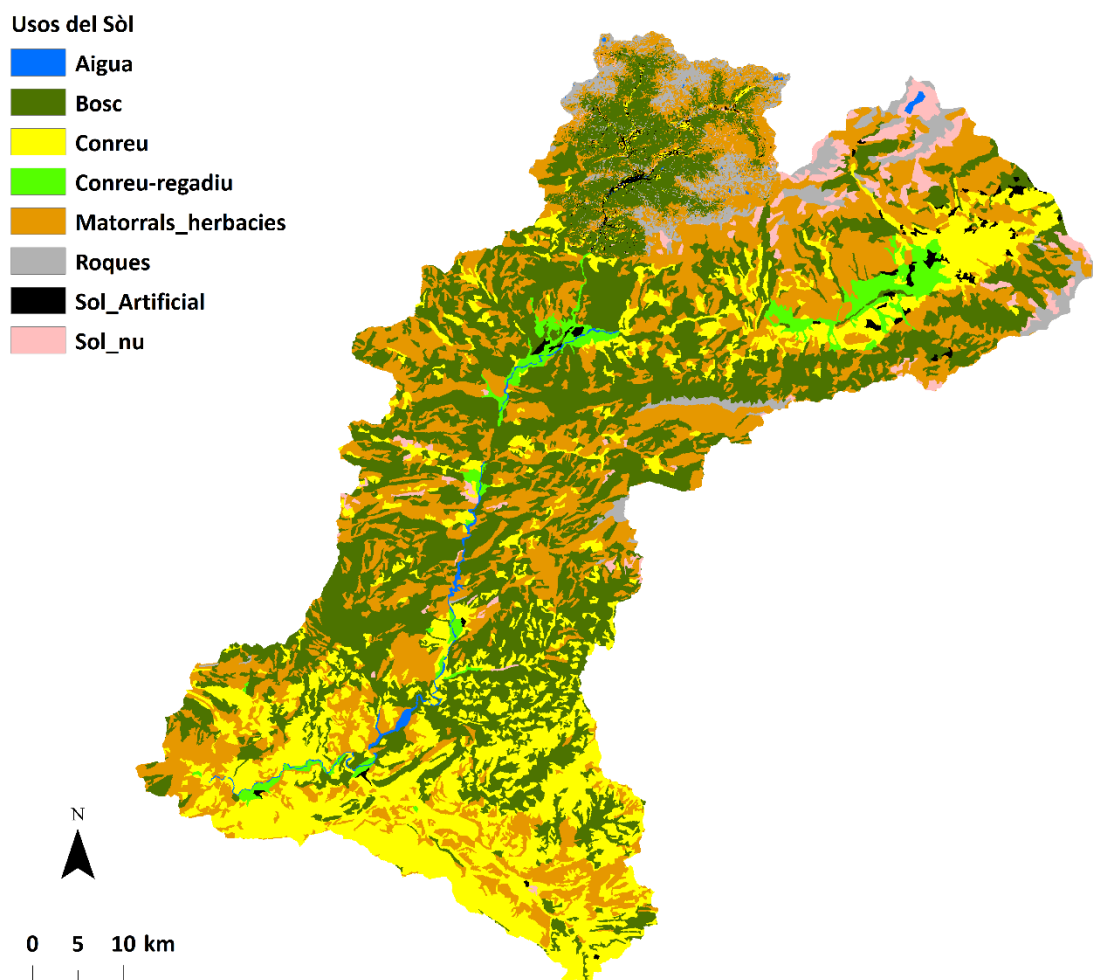


Figura 4. Cobertura dels usos del sòl (Font: European Environment Agency, 2010; CENMA/IEA, 2012).

#### 1.4.1.4 Infraestructures hidràuliques

L'embassament d'Oliana, construït l'any 1959 (Figura 3B), va ser el primer gran projecte hidràulic del riu Segre. L'embassament, amb una conca total de 2672,07 km<sup>2</sup>, té una capacitat total i útil de 101 hm<sup>3</sup> i 78,38 hm<sup>3</sup>, respectivament (NL Consultores, 2011). L'Índex de Regulació (*IR*; Batalla et al., 2004) defineix la proporció d'escolament que l'embassament és capaç d'emmagatzemar, sent de 0,1 a Oliana, cosa que indica que l'embassament té la capacitat per regular un 10% de les aportacions totals anuals de la conca de l'Alt Segre. Aquest índex és equivalent al temps de residència de l'aigua a l'embassament; per exemple un *IR* de 0,01 a escala anual significa que el temps mig de residència d'una gota d'aigua a l'embassament és de 36,5 dies (10% d'un any). El cabal regulat es destina al reg, a través del Canal Principal de l'Urgell, a l'aprofitament hidroelèctric a peu de presa, així com a altres usos amb fins recreatius (Limnos, 1996). La seva capacitat resultava escassa per atendre les demandes totals del Canal d'Urgell. Aquest fet, conjuntament amb l'augment de les àrees de regadiu, va impulsar la construcció de la presa de Rialb l'any 1998 (Figura 3B i 5). Aquesta presa es considera la principal infraestructura

hidràulica de la conca del Segre. L'embassament tanca una conca de 3320 km<sup>2</sup> i té una capacitat útil és de 401 hm<sup>3</sup>, equivalent a un *IR* de 0,5. Els principals usos de la infraestructura són el regadiu, a través del Canal Principal de l'Urgell (Figura 3B) i del Canal Segarra-Garrigues. També s'han de considerar els usos destinats a l'aprofitament hidroelèctric, la regulació d'avingudes i recreatius (NL Consultores, 2008). L'embassament s'omple durant l'hivern i es buida en els mesos de juny a setembre, coincidint amb la campanya de regs. La derivació màxima prevista al canal principal d'Urgell és de 40 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> i al canal Segarra-Garrigues de 30 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> Segre (NL Consultores, 2011).



Figura 5. Presa de Rialb al curs mig del riu Segre (Font: Confederació Hidrogràfica de l'Ebre: <http://www.saihebro.com/saihebro/index.php?url=/datos/ficha/estacion:E076>).

#### 1.4.2 LA RIBERA SALADA

La conca de la Ribera Salada, situada al Pre-Pirineu Català (NE de la Península Ibèrica), és el més important afluent del riu Segre a l'embassament de Rialb (Figura 3B i 5). La conca té una superfície de 224 km<sup>2</sup>, una altitud mitjana de 976 m s.n.m. i una alçada màxima de 2385 m s.n.m. (Pic del Padró dels Quatre Batlles). El traçat principal del curs fluvial, amb una longitud de 30.9 km, baixant des dels 1725 m s.n.m. als 444 m s.n.m., establint un desnivell de 1281 m (i.e. pendent mitjà del 0,27%). Al llarg del seu recorregut, la Ribera Salada rep les aportacions dels rius de Canalda, Odèn, Riu de la Plana i Fred, tots ells afluents de capçalera amb règim

perenne, així com el Baell, com el principal afluent amb règim efímer situat a la part baixa de la conca.

#### **1.4.2.1 Clima i hidrologia**

Els clima predominant a la conca és el mediterrani, amb trets de continentalitat a la part més septentrional i d'alta muntanya a l'extrem nord (capçalera) (Martín-Vide, 1992). La precipitació mitjana anual és de 763 mm, tot i que oscil·len entre els 600 mm any<sup>-1</sup> i els 1000 mm any<sup>-1</sup> (Ninyerola et al., 2000) amb un marcat gradient altitudinal. La part nord-occidental de la conca presenta una ombra pluviomètrica al trobar-se a sotavent dels vents marítics (Tuset et al., 2016). Les precipitacions màximes es produeixen a la primavera i les mínimes a l'hivern. La temperatura mitjana anual és d'11°C, amb mínimes hivernals que poden assolir els -20°C a la capçalera, i màximes fins els 35°C a la sortida de la conca en ple estiu.

El cabal a la Ribera Salada no s'ha mesurat mai a través d'estacions d'aforament oficials. L'any 1997 el grup d'hidrologia de la Universitat de Lleida i el Centre Tecnològic Forestal de Catalunya van establir la primera secció de control hidromètric a la subconca de Canalda (65 km<sup>2</sup>; Figura 3C). Més tard, es van incorporar noves estacions hidromètriques en altres punts de la conca (p.ex. Balasch et al., 2005; Batalla et al., 2005; Vericat i Batalla, 2010). Fruit d'aquestes dades, es pot concloure que el règim hidrològic de la conca és pluvio-nival, amb dos màximes, un a la primavera-principis d'estiu, i l'altre a la tardor. El primer és fruit del desglaç i esdeveniments convectius (i.e. tempestes curtes localitzades), i el segon a esdeveniments de precipitació de llarga durada associats al pas de fronts polars (Tuset et al., 2016). La mitjana cabal mig anual per al període 1998-2008 a la secció d'Inglabaga (114,5 km<sup>2</sup>; Figura 3C) és de 0,5 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> ( $\sigma = 0,26$  m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>), equivalent a 145 mm anuals d'escolament i un coeficient d'escolament de 0,25 (Vericat and Batalla, 2010). Els afluents localitzats aigües avall de la secció d'Inglabaga són efímers (i.e. drenen un total de 110 km<sup>2</sup> de la conca). Per tant, és important remarcar que en aquest punt hi drena la meitat de la superfície total de la conca, havent recollit les aportacions de tots els principals afluents perennes.

#### **1.4.2.2 Geologia**

La capçalera de la Ribera Salada s'engloba en el sector de la Unitat Sud-Pirinenca Central, on predominen els materials carbonatats mesozoics. Aquets presenten una elevada fracturació i carstificació, formant el substrat de la unitat hidrogeològica del Port del Comte (la més gran de la zona). Una part de les seves aigües afloren a les fonts de Can Sala i Sant Quintí, a la subconca del riu Fred (Figura 6), sent les principals surgències de la conca (Núñez et al., 2004). En el centre i sud de la conca es localitzen els materials més joves (Oligocè), compostos per conglomerats

massius i que en la seva majoria estan en transició a conglomerats menys massius i gresos; aquests materials determinen els dipòsits de material al·luvial de la Ribera Salada, que juntament amb les terrasses, delimiten un aqüífer al·luvial connectat al riu. Els vessants estan principalment coberts per formacions superficials, tal com col·luvions de textura grollera o tills (i.e. aquests últims situats a la capçalera de la conca) (Batalla et al., 2006a). En ells, els processos edafogènics són poc actius. Els sòls tenen gruixos inferiors a 50 cm en el 75% de la conca. Són, per tant, sòls prims, calcaris i pedregosos, que es caracteritzen per una baixa capacitat de retenció d'aigua, taxes d'infiltració de moderades a altes, i un baix potencial per a generar escolament superficial. Sota coberta forestal aquests sòls es saturen i, en conseqüència, el tipus d'escolament als vessants sovint és per saturació (Verdú et al., 2000).

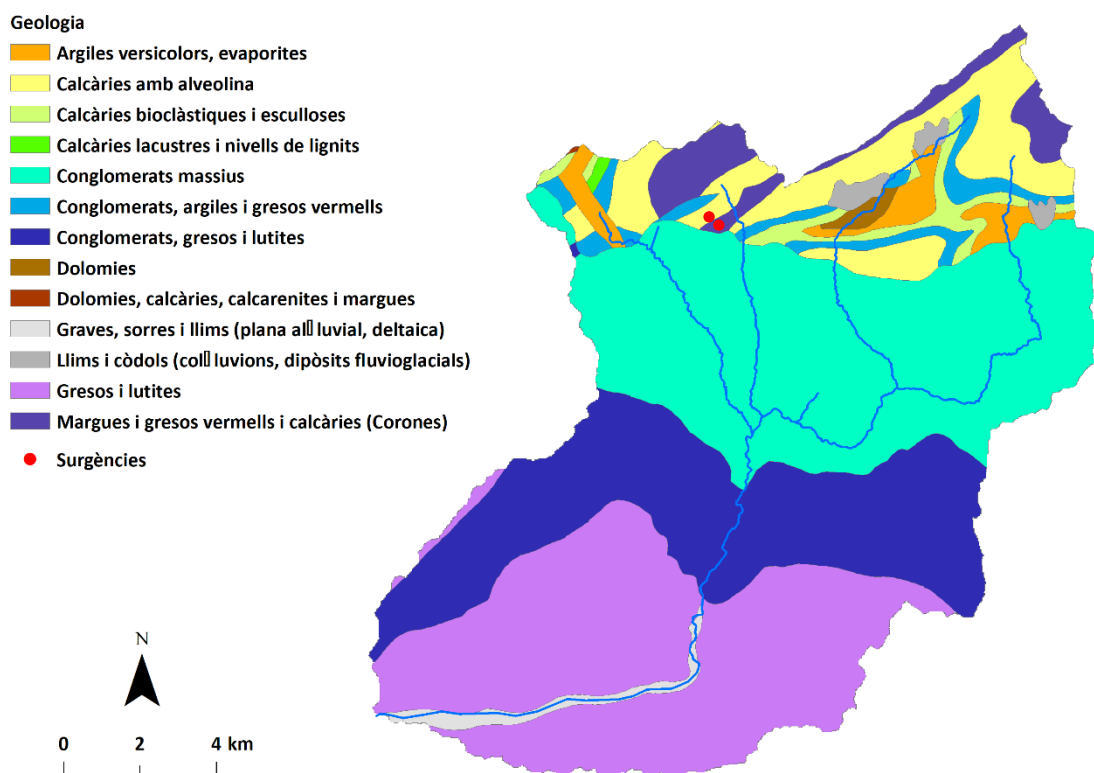


Figura 6. Mapa geològic de la Ribera Salada (1:250000) (Font: ICGC, 2019).

### 1.4.2.3 Usos del sòl

La conca és majoritàriament forestal (70% bosc; 9% arbustos; 8% afloraments rocosos; 3% pastures) amb petites àrees agrícoles (9%). L'agricultura es troba principalment a les planes dels interfluvis i als fons de la vall, mentre que els boscos ocupen vessants més pronunciats. En el transcurs de les darreres dècades s'ha produït un abandonament important de terres agrícoles (Buendia et al., 2016b). Tal és així que, entre 1957 i 1992, la superfície de boscos ha augmentat

del 49% al 60%, mentre que la de pastures del 0,8 al 5,3%, majoritàriament en zones amb pendents entre el 5 i el 35% (Ubalde et al., 1999). En pendents més suaus (<5%) i en orientacions sud és on s'han conservat més els conreus (Batalla et al., 2006a). Els nuclis de població i els edificis aïllats (masies) són escassos i es troben molt dispersos.

#### 1.4.2.4 Morfologia

Les valls de la part central de la conca tenen una marcada forma en V a causa d'una forta incisió que es va produir durant el Quaternari. La incisió fluvial ha format canals rocallosos confinats en el conglomerat (Figura 7), principalment als rius Fred, Plana i Canalda. Aigües avall (i.e. a partir de la secció d'Inglabaga), el riu s'eixampla i apareixen barres laterals, centrals i diagonals amb diferents nivells de vegetació (Figura 8).

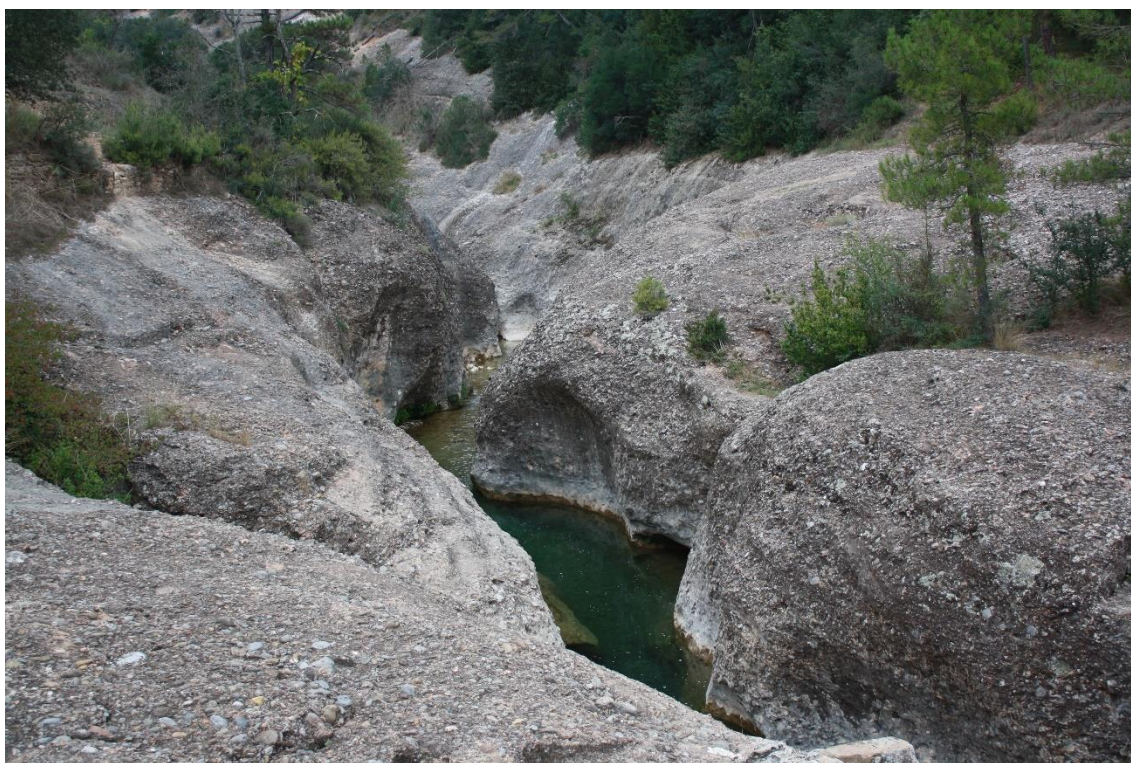


Figura 7. La Ribera Salada sobre llit de roca a l'alçada del pont del Clot, 2 km aigües avall de la confluència amb el riu Fred (Font: Jordi Tuset, novembre de 2015).

El pendent del llit del riu és variable i oscil·la entre el 1,5 (Candalda) i el 0,9% (Inglabaga). La llitera està formada predominantment per grava i còdols amb un alt grau d'arrodoniment. El percentil 50 ( $D_{50}$ ) de la distribució granulomètrica del material superficial es troba al voltant dels 49 mm ( $D_{95}=110$  mm), i la del material subsuperficial al voltant dels 24 mm ( $D_{95}=102$  mm). Aquestes diferències indiquen que el riu té una capa grollera superficial ben desenvolupada (Vericat et al., 2008) i de major mida o calibre que els sediments subjacents o subsuperficials

(i.e. l'índex de cuirassament, expressat entre el quocient entre el  $D_{50}$  superficial i subsuperficial és superior 2). La morfologia habitual de la llera segueix una alternança de ràpids i tolles, amb barres laterals i centrals-diagonals sovint limitades per afloraments rocosos (Batalla et al., 2006a). Malauradament, les extraccions d'àrids han estat especialment intenses en el tram inferior de la Ribera Salada durant la dècada de 1980 i la de 1990. Segons Batalla (2003) s'estima que entre els anys 1987 i 2000 es van extreure 310.650 m<sup>3</sup> d'àrids. En aquest tram encara són visibles incisions de fins a 3 m (Tuset et al., 2016), procés que ha suposat un impacte molt important sobre la topografia i morfologia de la llera.



Figura 8. La Ribera Salada al seu tram baix. Es pot observar la llera principal i dues barres laterals actives (Foto: Jordi Tuset, novembre de 2015).

### 1.4.3 EL TRAM D'ESTUDI AL MIG SEGRE

El tram d'estudi del Mig Segre té una longitud de 40 km, delimitat pels municipis de Ponts, aigües avall de l'embassament de Rialb, i el d'Alós de Balaguer, just aigües amunt de l'Estret del Mu, congost que porta a la confluència amb la Noguera Pallaresa. El seu traçat, marcadament sinuós, passa de la cota 363 m s.n.m. a la 255 m s.n.m. el que suposa un desnivell de 108 m amb un pendent mitjà del 0,27%. Al llarg del seu recorregut, el riu Segre rep les aportacions del riu Llobregòs (marge esquerra) i el riu Boix (marge dret), afluents de poca entitat, i voreja escassos nuclis de població de mida petita (Figura 3B). El tram d'estudi ha sofert nombroses alteracions

antròpiques que han modificat l'equilibri entre els processos físics i l'estat ecològic durant la segona meitat del segle XX. Entre aquestes alteracions s'hi destaquen les extraccions d'àrids (des de l'any 1970), i la construcció de preses (a partir de l'any 1959). Les extraccions d'àrids han generat un impacte localitzat amb efectes que s'han propagat aigües amunt i avall (Tuset et al., 2015). De manera general han reduït la disponibilitat de sediments a la llera, el que ha generat que hi hagi trams on l'aigua circula directament per sobre de la roca mare. De la mateixa manera, les extraccions han modificat l'estructura sedimentaria i morfològica (Tuset et al., 2015). La gestió i construcció dels embassaments, junt amb les derivacions cap al canal d'Urgell, han alterat el règim hidrològic i específicament el de les crescudes. Els embassaments també han reduït les aportacions de sediments aigües avall. Totes aquestes alteracions han generat canvis morfològics (p.ex. reducció amplada llera activa; Figura 9) i sedimentaris (p.ex. cuirassament de la llera), que a la vegada tenen un impacte directe sobre l'ecologia fluvial (p.ex. colonització de barres per vegetació, Tuset et al., 2015; Figura 9).



Figura 9. Barres centrals vegetades al sector d'Artesa de Segre (Fotografia: Damià Vericat, 2012)

Localment, la llera s'ha vist alterada per esculleres i motes que han generat l'estretament i l'estabilització de molts trams del riu. Existeixen també alguns assuts, guals i ponts que han causat alteracions puntuals a la llera i al perfil longitudinal (Mastergeo, 2010).

## 1.5 METODOLOGIA

En aquest apartat es presenten de manera molt esquemàtica i general els principals mètodes utilitzats en aquesta tesi. Cal recordar que cadascun dels capítols disposa d'un apartat metodològic específic que inclou tots els detalls necessaris. Per abordar els objectius específics



de la Tesi es va dissenyar i implementar una metodologia que integra diferents blocs per a la monitorització i modelització de l'escolament i el transport de sediments en suspensió a la conca de la Ribera Salada (NE de la conca de l'Ebre, veure secció 1.4.2 per més detalls), una conca forestal del Prepirineu català. L'escala d'estudi es considera contemporània (i.e. < 5 anys). La metodologia integra el mostreig i mesura de la precipitació, de l'escolament i del transport de sediments en suspensió; i l'aplicació de tècniques de teledetecció per a l'estudi de la distribució espacial i intensitat de la precipitació. El treball de camp es realitza seguint un disseny de conques integrades. La conca de la Ribera Salada es majoritàriament forestal, on l'impacte antròpic és considera baix, circumstància que garanteix una dinàmica morfològica i sedimentària natural i representativa de conques forestals de mitja muntanya. A més a més, per a l'assoliment del segon objectiu, es va desenvolupar una metodologia, que d'una manera seqüencial i integrada, presenta diferents mètodes de diagnòstic hidrològic i sedimentari que sovint es troben fragmentats o dispersos, tant en la literatura científica com en informes tècnics. Aquesta part de la tesi es desenvolupa a escales temporals i espacials diferents: dades històriques, dècades, d'un tram fluvial d'aproximadament 40 km de longitud del Segre Mig (i.e. veure secció 1.4.3 per més detalls). La integració de mètode pretén analitzar l'impacte de les activitats antròpiques sobre la dinàmica fluvial del tram d'estudi. Les figures 10, 11 i 12 mostren el flux de treball metodològic o *workflow* seguit a cada capítol de la tesi. A continuació es proporciona una descripció metodològica general per capítols (veure els detalls dels mètodes en cadascun dels capítols).

### *Capítol 2*

En aquest capítol s'analitzen les relacions entre precipitació, escolament i transport de sediments durant 2 anys a escala de crescuda. La quantitat i distribució de la precipitació es van avaluar mitjançant imatges de radar georeferenciades (i.e. arxiu *ARCON*). Les relacions es van analitzar mitjançant el programari Statistica® 7.0 a través de matrius de correlació de Pearson (Pearson, 1896), i anàlisi de regressió multivariant.

### *Capítol 3*

En aquest capítol s'estudia la dinàmica del transport de sòlids en suspensió a escala de crescuda. Aquest capítol analitza la transferència de sediments en suspensió des de les àrees font fins la sortida de la conca, el paper de les zones font, els principals mecanismes de transport i la variabilitat intra-anual del sediment en suspensió. Les dades de pluja, obtingudes a partir d'imatges de radar (i.e. arxiu *ARCON*), han proporcionat una oportunitat de representar camps de pluja distribuïts espacialment, fet que ha permès una millor caracterització de la precipitació. Les relacions d'histèresis entre cabal i transport de sòlids en suspensió es van identificar i

classificar a través del mètode visual de Williams (1989) i a partir de l'índex d'histèresi de Lawler et al. (2006).

#### *Capítol 4*

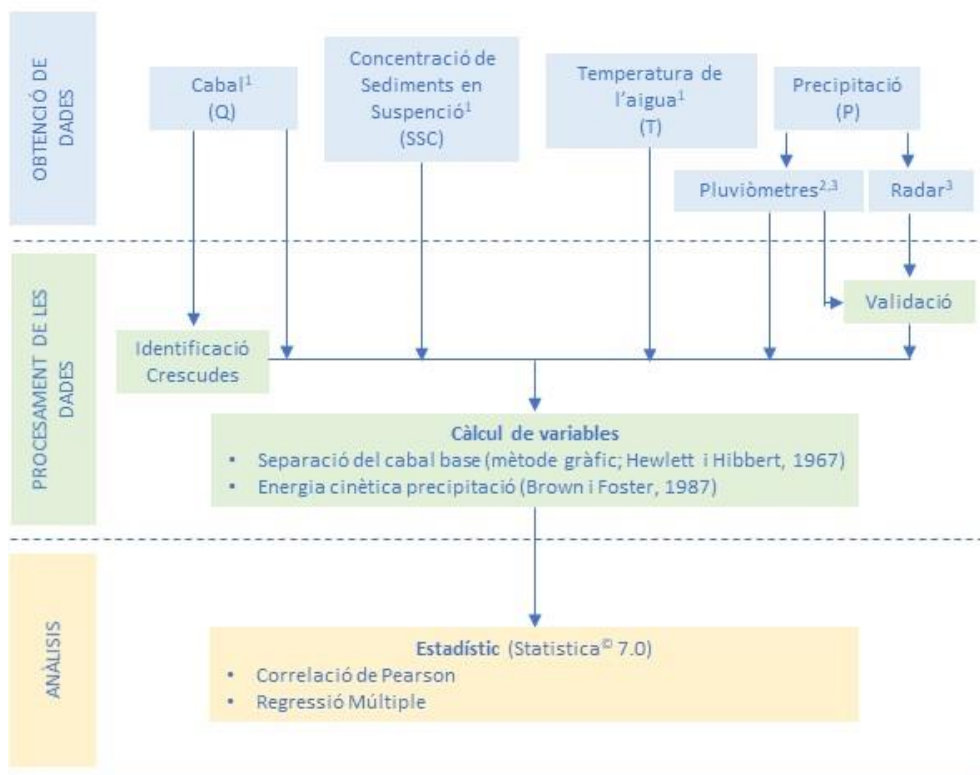
En aquest capítol s'ha estudiat la variabilitat espacial de l'escolament, del transport de sediments en suspensió, i de la precipitació durant dos anys complerts (2012-2013). El treball ha permès aprofundir en el balanç d'aigua i sediments al llarg de la conca de la Ribera Salada a múltiples escales espacials i temporals. Es destaca, a nivell metodològic, la utilització de noves imatges de radar de l'arxiu EHIMI que han permès analitzar la variabilitat espacial de la precipitació a freqüència diària, mensual, estacional i anual. De manera específica, aquesta metodologia incorpora treball de camp (i.e. mesures, instrumentació i monitorització), de laboratori (i.e. anàlisi de mostres d'aigua i sediments) i de gabinet (i.e. tractament estadístic de les dades i modelització hidrològica i del transport de sediments).

#### *Capítol 5*

En aquest capítol s'avalua l'estat morfo-sedimentari d'un tram fluvial del Mig Segre regulat per preses i impactat per extraccions d'àrids. En concret, els treballs incorporen el processat de dades hidrològiques, topogràfiques i d'extraccions d'àrids, la georeferenciació de fotografies aèries, i la cartografia i anàlisi evolutiva de la morfologia del tram d'estudi.

A)

Capítol 2. Rainfall, runoff and sediment transport in a Mediterranean mountainous catchment



Les dades s'han obtingut de:

<sup>1</sup> Vericat i Batalla (2010)

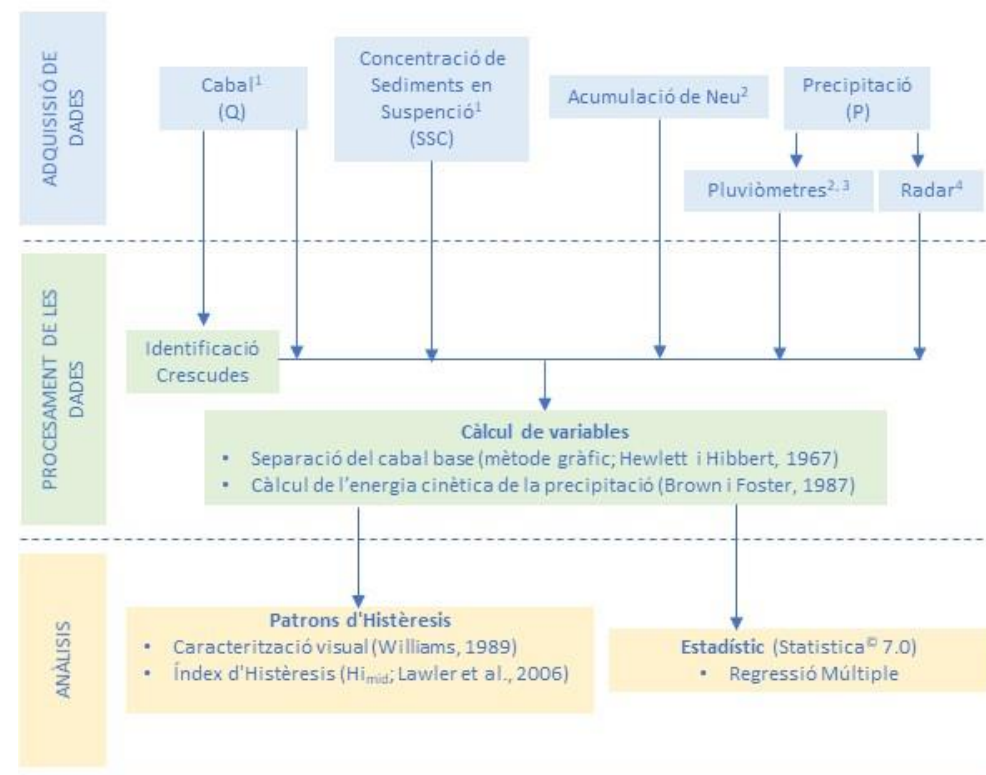
<sup>2</sup> Servei Meteorològic de Catalunya

<sup>3</sup> Confederació Hidrogràfica de l'Ebre

<sup>4</sup> Agència Catalana de l'Aigua

B)

Capítol 3. Patterns of suspended load hysteresis in a Mediterranean mountainous catchment



Les dades s'han obtingut de:

<sup>1</sup> Vericat i Batalla (2010)

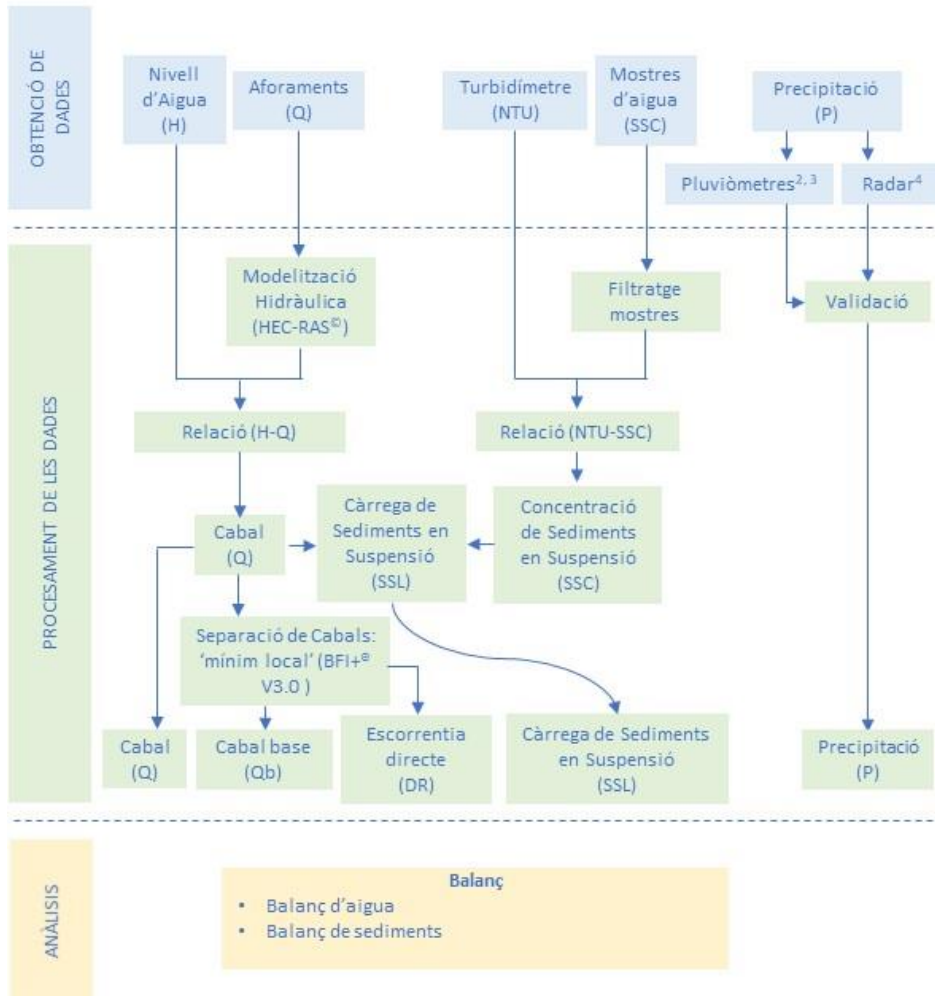
<sup>2</sup> Servei Meteorològic de Catalunya

<sup>3</sup> Confederació Hidrogràfica de l'Ebre

<sup>4</sup> Agència Catalana de l'Aigua

Figura 10. Flux de treball per estudiar: (A) La relació entre la precipitació, l'escorrentia i el transport de sediments a la conca de la Ribera Salada (Capítol 2); (B) La dinàmica del transport de sediment en suspensió de la conca de la Ribera Salada (Capítol 3).

Capítol 4. Water and sediment budgets unveiling contrasting hydro-sedimentary patterns in a mountainous Mediterranean catchment



Les dades per a la realització d'aquest capítol han estat subministrades per:

<sup>1</sup> Grup de Recerca de Dinàmica Fluvial (RIUS), Universitat de Lleida

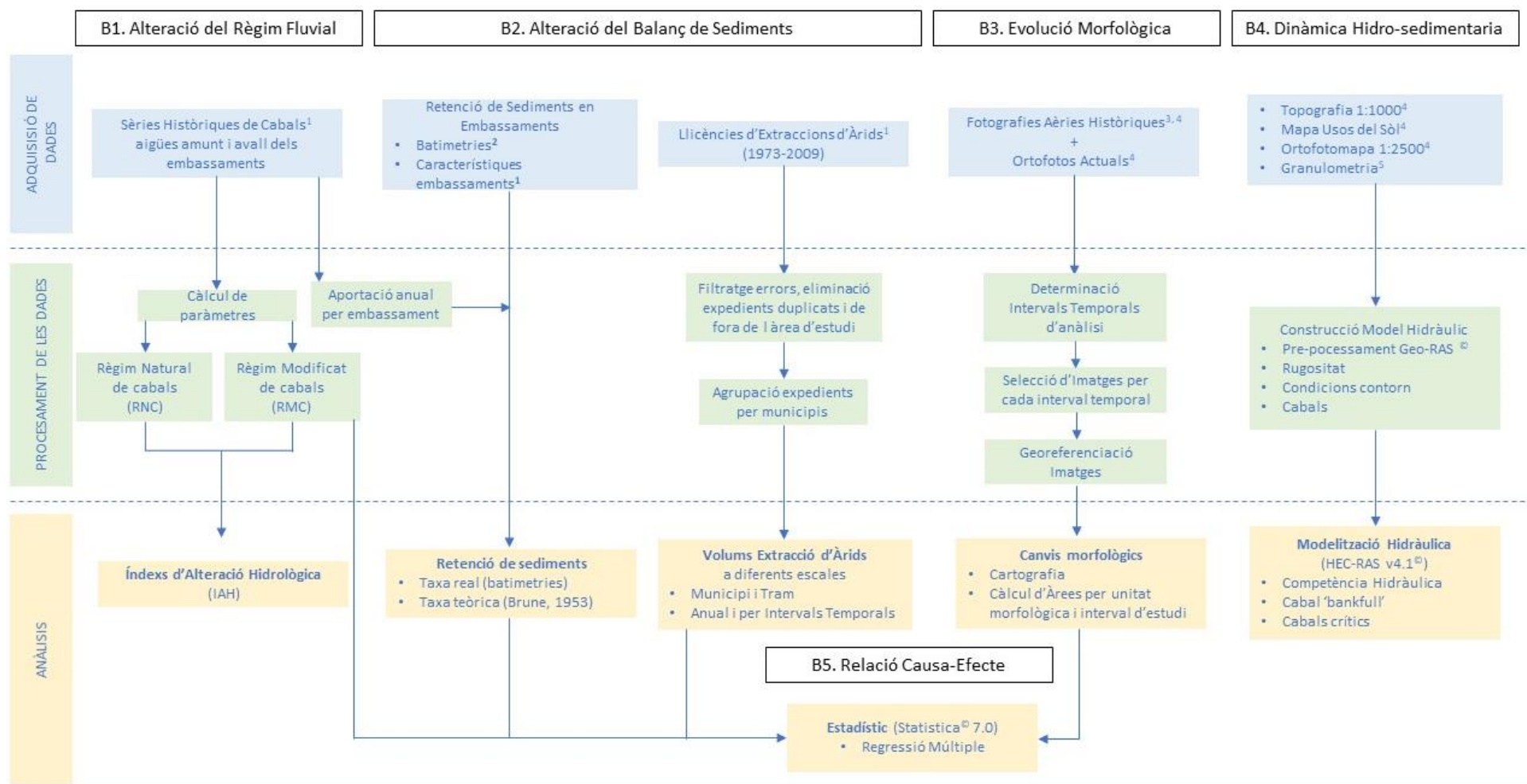
<sup>2</sup> Servei Meteorològic de Catalunya

<sup>3</sup> Confederació Hidrogràfica de l'Ebre

<sup>4</sup> Agència Catalana de l'Aigua

Figura 11. Flux de treball per estudiar el balanç d'aigua i sediments de la conca de la Ribera Salada (Capítol 4).

Capítol 5. Evolució morfo-sedimentaria del tramo medio del río Segre



Les dades per a la realització d'aquest capítol han estat subministrades per:

<sup>1</sup> Confederació Hidrogràfica de l'Ebre.

<sup>2</sup> Batalla i Vericat (2011).

<sup>3</sup> Universitat de Geologia

<sup>4</sup> Institut Cartogràfic de Catalunya

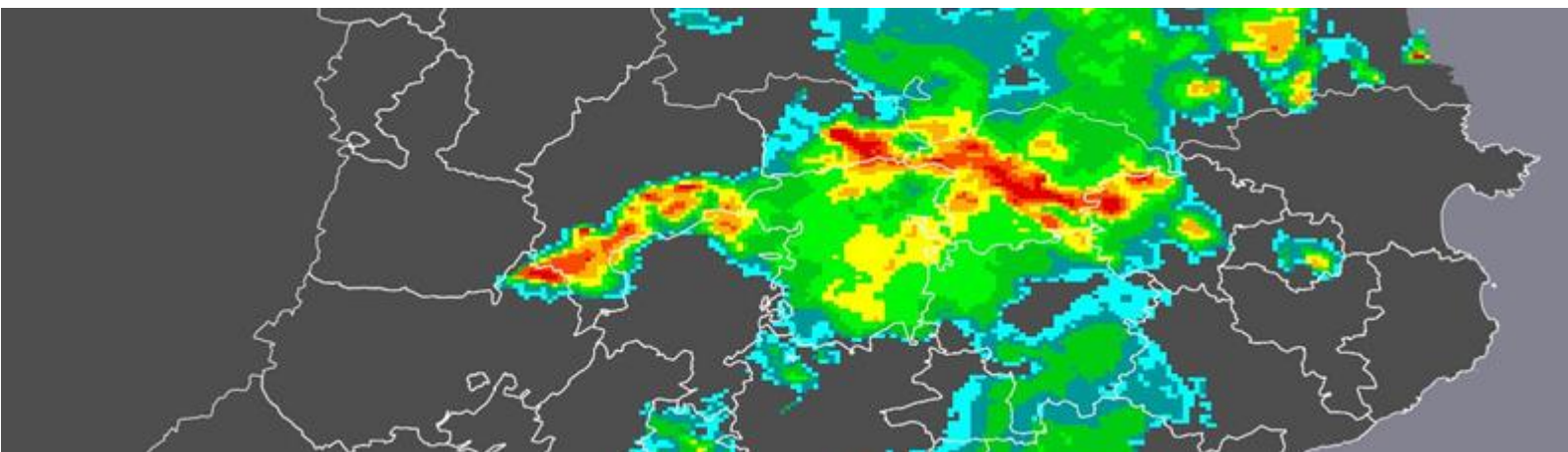
<sup>5</sup> Centre de Recerca Ecològica i Aplicacions Forestals

Figura 12. Flux de treball per estudiar l'impacte hidrològic, de transport de sediments i morfològic associats a la construcció de preses i a les extracció d'àrids al Mig Segre (Capítol 5).

## CAPÍTOL 2

---

# *RAINFALL, RUNOFF AND SEDIMENT TRANSPORT IN A MEDITERRANEAN MOUNTAINOUS CATCHMENT*



Imatge: <https://www.meteo.cat/>

## CAPÍTOL 2. RAINFALL, RUNOFF AND SEDIMENT TRANSPORT IN A MEDITERRANEAN MOUNTAINOUS CATCHMENT

L'objectiu d'aquest capítol és analitzar a través de relacions estadístiques multivariants la relació entre la precipitació, l'escolament i el transport de sediments en una conca Mediterrània (la Ribera Salada) representativa dels usos, majoritàriament forestals, de les àrees de mitja muntanya d'aquesta regió hidroclimàtica. Aquest capítol està relacionat amb l'Objectiu Específic 1 de la tesi (OE1).

Els resultats han estat publicats en una revista internacional indexada al JCR-SCI (veure detalls al quadre resum més avall). Es tracta d'una publicació que no s'ha utilitzat en cap altra tesi doctoral, i en la que el primer autor és també l'autor d'aquesta tesi doctoral. El capítol s'estructura seguint els continguts de l'article: base lògica del treball (*rationale*), objectiu, descripció de l'àrea d'estudi i dels mètodes, resultats i discussió i, finalment, conclusions. El capítol és manté en l'idioma original de la publicació.

*Results of this chapter have been published in the following publication:*

*IF (JCR-SCI, 2019): 6.551*

*Subject Area and Category: Environmental Sciences; Q1*

**Tuset, J., Vericat, D., Batalla, R., 2016. Rainfall, runoff and sediment transport in a Mediterranean mountainous catchment. *Sci. Total Environ.* 540, 114–132.**

<http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.075>

## 2.1 RATIONALE

Rivers are dynamic and complex natural systems that transfer water and sediments from sources to sinks (S.A. Schumm, 1977). In order to understand their complexity and dynamism it is necessary to study the interaction between physical processes at multiple spatial and temporal scales. The amount of rainfall and its intensity and variability control, on the one hand, the generation of runoff and, on the other, the erosional processes operating at different scales. These interactions can be greatly variable in Mediterranean catchments with marked hydrological fluctuations. Long dry periods are contrasted with intense rainfall events. Additionally, intra-event variability can be also important. These catchments are characterised by high reliefs and local microclimates with rain shadows. Rainfall in these environments often presents an altitudinal gradient (e.g. Verdú et al., 2006; Frot et al., 2008). These particularities will influence the production of sediment in the headwaters and, consequently the transfer of sediment downstream through channel networks. Moreover, land uses in the majority of the headwaters of Mediterranean mountain catchments have been changed since the middle of the twentieth century (Gallart and Llorens, 2001, 2004; Améztegui et al., 2010); a fact that will control the hydrological regime (García-Ruiz et al., 1997; Beguería et al., 2003; Buendia et al., 2016a, 2016b) and the sediment delivery at different temporal and spatial scales (e.g. García-Ruiz et al., 1996, 1997; Gallart et al., 2002; García-Ruiz et al., 2008; Lana-Renault et al., 2014; Buendia et al., 2016b).

The study of the rainfall distribution at the catchment scale has been of wide interest for geomorphologists in order to understand the interaction between precipitation, runoff generation and sediment transport. Catchment-scale maps of rainfall variability have been traditionally obtained from spot rainfall records by applying different interpolation methods (e.g. Syed et al., 2003; Lopez-Tarazon et al., 2010; Ly et al., 2013; Szcześniak and Piniewski, 2015). Remote sensing data have improved the spatial and temporal coverage of rainfall. For instance, information from radar (e.g. Quirmbach and Schultz, 2002; Fiener and Auerswald, 2009; Navratil et al., 2012; Borga et al., 2014; Hasan et al., 2014; Marra et al., 2014) provides new opportunities in terms of not just the spatial but also on the temporal resolution of catchment rainfall data. Although such approaches require calibration and validation, technological advances are improving the quality of these estimates.

The volume of runoff during a flood can be influenced by the antecedent rainfall conditions including soil saturation and moisture (e.g. Lopez-Tarazon et al., 2010; Yuan et al., 2001), the precipitation during the event (e.g. Taylor and Pearce, 1982; Nu-Fang et al., 2011), and other factors like rainfall intensity (e.g. Nu-Fang et al., 2011) and the evapotranspiration and air



temperature (e.g. Hewlett and Hibbert, 1967; Swank et al., 2001; Serrano-Muela et al., 2008). The importance of some of these factors can be highly variable. For instance, temperature is a key factor since it modifies the generation of surface runoff during periods of snowmelt or in systems with frozen soils (Ollesch et al., 2005). Additionally, to these factors, land cover and land uses have a significant influence on the hydrological response of a catchment, directly or indirectly by interfering to the above indicated factors. The infiltration capacity of the soils is an example with a direct effect on the generation of runoff. High infiltration capacities in temperate forests (Mulungu et al., 2005) generate a slower or delayed hydrological response when compared to other environments (e.g. González-Hidalgo and Echeverría, 1990).

The amount and intensity of rainfall together with land cover, soil properties and landscape morphometric characteristics control the main processes of hydric erosion. Rainfall erosivity varies depending on the kinetic energy and the intensity of the precipitation. To quantify the erosivity, several studies have linked the characteristics of the rain with soil losses induced by the precipitation. Nwosu et al., (1995) established that the intensity of the rain was the variable best correlated to soil erosion and runoff. Yin et al., (2007) concludes that the maximum intensity in 60 min ( $I_{\max 60}$ ) is the factor most correlated with erosion. Although soil erosion may increase linearly with rainfall intensity in Mediterranean regions (e.g. vineyards in Arnaez et al., 2007), this correlation is not always found in channel networks. For instance, Lopez-Tarazon et al., (2010) did not find any correlation between rainfall intensity and suspended sediment transport in the River Isábena, a Mediterranean mountainous meso-scale catchment.

Only a fraction of the sediment produced in the headwaters of the catchment is exported at their outlets. This proportion will depend on the temporal scale. The Sediment Delivery Ratio (SDR) represents the proportion of the sediment that is delivered in a given point of a catchment in relation to the production of sediment upstream (Williams, 1977; Walling, 1983). The SDR can be heavily variable across the channel network and temporally. For instance, in large systems, sediment export at annual scales may represent less than 10% (Roehl, 1962; Williams and Berndt, 1972; Walling and Webb, 1983; Porto et al., 2011) of the primary production. This variability is influenced by multiple factors such as the location of the source of sediments (distance), the connectivity between slopes and river networks, the frequency and magnitude of flood events, the duration of competent flows, and the size of the catchment, between others (e.g. Walling, 1983; Verstraeten et al., 2002; López-Tarazón et al., 2012; Buendia et al., 2016). These processes can be in turn modified by human impacts such as dams (e.g. Vericat and Batalla, 2006), gravel mining (e.g. Rovira et al., 2005), forest or wild fires (e.g. Cerdà and Lasanta, 2005; Cerdà and Doerr, 2008) and changes on land uses (e.g. Alatorre et al., 2012). Once sediments reach the river network their residence time will be determined by the cycles of

mobilization, in-channel sedimentation and remobilization (e.g. Charlton, 2008; López-Tarazón et al., 2011; Piqué et al., 2014). Inter-annual variability of the *SDR* is often considerable but can be also highly variable between catchments influenced by contrast sediment production processes (i.e. erosion) and sediment loads (e.g. Vanmaercke et al., 2012a).

As discussed previously, erosion rates are variable and these cannot be directly used to estimate the sediment load at a given point. Consequently, as for instance was pointed out by Vanmaercke et al., (2012b), it is necessary to study the dominant erosion processes in each catchment according to the principal factors controlling these. Rodríguez-Blanco et al., (2010) explained that a majority part of the suspended sediment load during an event can be explained by the maximum discharge and the runoff. The relationships between rainfall, runoff and sediment transport have been widely investigated. Several studies have found as the relationship between suspended sediment transport and runoff, although might be significant in some episodes, presents high variability (e.g. Rodríguez-Blanco et al., 2010). In those cases, suspended sediment transport cannot be predicted by runoff intensity and the development of rating curves to assess annual sediment loads (as per Walling, 1983) will not be fully appropriate. Estrany et al., (2009) found that rainfall was the most important factor in controlling the magnitude of suspended sediment concentrations in a small (1 km<sup>2</sup>) Mediterranean catchment. However, Onderka et al., (2012) found, in a small (2.7 km<sup>2</sup>) pluvio-oceanic catchment, that the mean suspended sediment concentrations (*SSCs*) are better correlated to runoff.

## **2.2 OBJECTIVE**

Within this context, the main objectives of this study are: (a) to characterise rainfall, runoff and sediment transport dynamics in a meso-scale Mediterranean mountain catchment during three consecutive hydrologically contrasted years; (b) to analyse the relationship between key variables of rainfall, runoff and sediment transport; and (c) to develop a multivariate statistical analysis between sediment transport, rainfall and runoff to determine main variables controlling sediment transport at the outlet of the catchment.

## **2.3 STUDY AREA AND METHODS**

### **2.3.1 STUDY AREA**

Research is carried out in the Ribera Salada, a medium-scale Mediterranean mountain catchment located in the Southern Pyrenees (NE Iberian Peninsula; Figure 13). The Ribera Salada has an area of 224 km<sup>2</sup> and flows into the Rialb Reservoir, located in the River Segre. The Segre is the main tributary of the River Ebro.

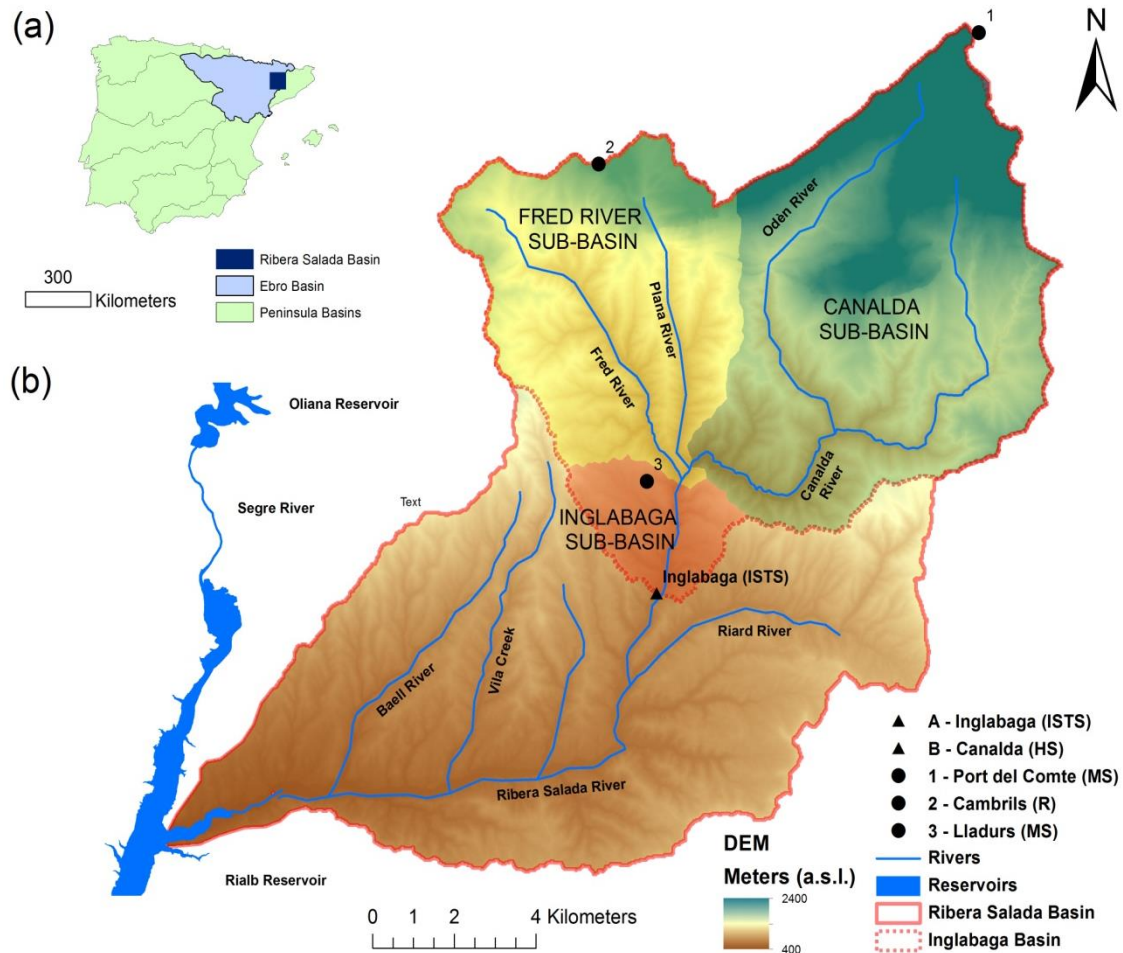


Figure 13. (A) Location of the Ribera Salada catchment in the Ebro basin (NE Iberian Peninsula). (B) The Ribera Salada sub-catchments showing the location of the Inglabaga Sediment Transport Station (*ISTS*), the Canalda Hydrometric Station (*HS*), the Port del Comte and Lladurs Meteorological Station (*MS*), and the Cambrils Rainfall Station (*R*). A total of 3 main sub-catchments have considered in this study: the Canalda sub-catchment, the River Fred sub-catchment and the Inglabaga sub-catchment.

Maximum altitude of the catchment is 2386 m a.s.l. and it debouches into the Segre at ca. 460 m a.s.l. These characteristics imply an important climate gradient along the catchment. Two principal domains can be identified: (a) subalpine climate in the summits, and (b) a Mediterranean climate in the rest of the valley. Mean annual precipitation in the catchment is 763 mm, although mean values around 1000 mm are recorded in the headwaters, and values lower than 600 mm have been registered in the lowermost parts of the catchment (Ninyerola et al., 2000). The north-west part of the catchment presents a rain shadow influenced by the headwaters of the Canalda sub-catchment (Figure 13). Within this context, the catchment presents two main rainfall patterns. The north and the middle parts receive maximum rainfall during spring and summer (i.e. seasonal rainfall sequence: Spring, Summer, Autumn and Winter; SSAW), while spring and autumn are the wettest seasons in the southernmost part of the catchment (i.e. Spring, Autumn, Summer and Winter; SASW). Storms are frequent between May

and September. Snow is present in the highest altitudes (1800–2200 m a.s.l.) in winter and early spring. Mean annual temperature in the central areas of the catchment is 11 °C, while minimum temperatures around –20 °C are registered in the winter in the headwaters, and can exceed the 38 °C in summer in the lower most reaches of the catchment.

In terms of geology, the headwaters are dominated by folded Triassic to Eocene limestones (characterised by having a high fracturing and karstification); marls and evaporites (gypsum and salt) are also present. The central and lower parts of the foreland catchment comprise an extensive deformed Eocene–Oligocene molassic sedimentary sequence at the bottom of a mantlethrust. The catchment lies mostly on conglomerate supporting sandy–loamy soils. Specifically, the soils of the Ribera Salada have depths less than 50 cm. Water retention capacity is low because the degree of stoniness is high (>20%; Verdú et al., 2000). The 90% of the catchment is occupied by forest (78% wood; 9% shrubs; 3% pastures) while agricultural lands represent the 10%; main forest species are *Pinus pinea* and *Pinus sylvestris* and they occupy a 39% and a 22% of the catchment, respectively.

Flow records in the Ribera Salada started in 1998 when the University of Lleida (UdL) and the Forest Sciences Centre of Catalonia (CTFC) set up two nested experimental catchments: Canalda and Cogulers (65.8 and 2.6 km<sup>2</sup>, respectively). These are located approximately 4 km upstream from the Inglabaga Sediment Transport Station (i.e. ISTS; see the location of Canalda and ISTS catchments in Figure 13). The ISTS closes a catchment of 114.5 km<sup>2</sup> and its monitoring started in 2005. Flow and sediment transport data obtained there have been used for the particular purposes of this study. Flow data obtained during the period 2005–2008 in ISTS was correlated with data registered at the Canalda monitoring site. The ratio between ISTS and Canalda is around 1.7. This ratio was used to assess and characterise the long term (1998–2008) flow regime at ISTS. Results indicate that mean daily discharge at ISTS is 0.5 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> ( $\sigma$ , standard deviation = 0.26 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>). This value is equivalent to an annual runoff of 145 mm (Vericat and Batalla, 2010).

Mean channel slope at ISTS is almost 1%. Fluvial sediments are composed of well-rounded gravels and cobbles. Median surface material ( $D_{50-s}$ ) is around 56 mm while larger percentiles (e.g. 95) are in the ranges of cobbles (e.g.  $D_{95-s} = 167$  mm). Although at the reach scale the river bed can be considered armoured, patches of sand and fine gravels (median size around 1.2 mm) are distributed across the reach and cover approximately 20% of its surface area (Müller et al., 2008). These sedimentary structures are frequently entrained and re-configured (Vericat et al., 2008).

## 2.3.2 METHODS

Methods are divided in three main components: (a) field data acquisition; (b) remote sensing, and (c) data validation, selection of variables and analysis. The details of these are presented independently in the following sections.

### 2.3.2.1 Field data acquisition

Three main data variables were obtained in the field: rainfall, flow discharge, and suspended sediment transport. Flow and suspended sediment transport data have been already published by Vericat and Batalla (2010), but in a paper that tackled clearly different objectives than the ones addressed in the present manuscript. They analysed the distinct role of bedload and suspended sediment transport in the annual sediment yield. Here, however, we aim at analysing rainfall, runoff and sediment transport relations by integrating flow and suspended sediment transport with the rainfall distribution across the catchment. In the particular case of this manuscript, it is worth to remark the approach we have followed to estimate the distribution of rainfall. This will be fully explained later in Section 2.3.2.2.

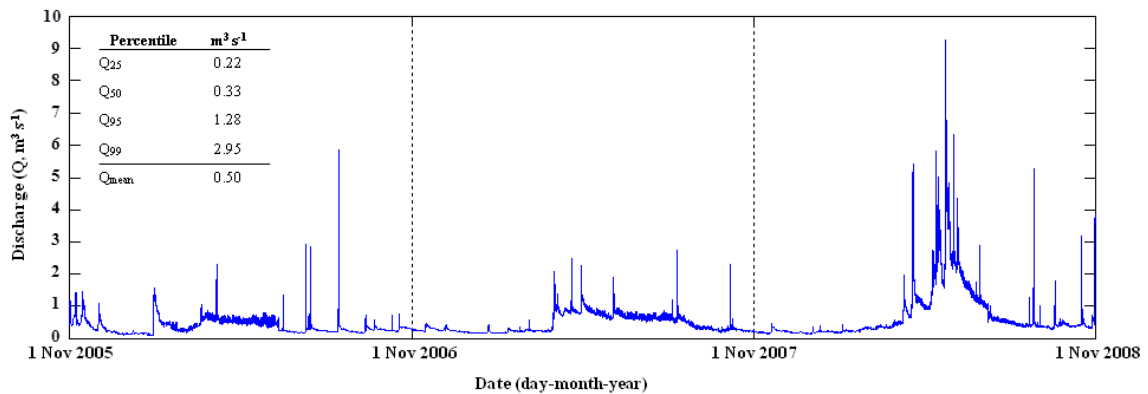
Rainfall is measured at 1-hour intervals at the Port del Comte (2316 m a.s.l.) and Lladurs (785 m a.s.l.) meteorological stations, and at the Cambrils (1760 m a.s.l.) rainfall station (see location in Figure 13) by means of 3 rain gauges operated by 3 data-loggers. The distribution of rainfall across the catchment has been assessed by radar data as will be explained in the next section.

Flow depth and turbidity were continuously monitored at *ISTS* (see location in Figure 13) between November 2005 and November 2008. Water depth ( $h$ ) was measured by means of a pressure transducer (Druck® 1730-PDCR) at 5-minute intervals and subsequently converted to a discharge ( $Q$ ) using a specifically derived rating curve ( $h/Q$  relation). Discharge associated with different water stages was modelled using WinXpro®. Results have been validated with data from direct gauging (more details in Vericat and Batalla, 2010).

Turbidity was measured by means of an ANALITE® NEP9350 turbidity probe equipped with a wiper. The range of the probe was 0–3000  $NTU$ , equating to approximately 0–3  $g\ l^{-1}$ . The sensor took a reading every minute and registered the average value every 5 min. Water depth and turbidity data was then registered by means of a Campbell® CR1000 data-logger. Turbidity data ( $NTU$ ) was converted to  $SSC$  by means of a statistically significant lineal relation between  $NTU$  and  $SSC$  constructed from 367 water samples (see the calibration in Vericat and Batalla, 2010). Water samples were obtained by means of an automatic water sampler (ISCO® 3700) and post-processed in the laboratory (filtered, dried and weighted). The root-mean-square error of the calibration between  $NTU$  and  $SSC$  is of 0.17  $g\ l^{-1}$ . The measured  $SSC$  during the study period only exceeded 40  $mg\ l^{-1}$  the turbidimeter range over the 3 years. Therefore, the bias attributed to this

situation is considered negligible. Figure 14 shows the resulting hydrograph and sedigraph for the entire study period.

A)



B)

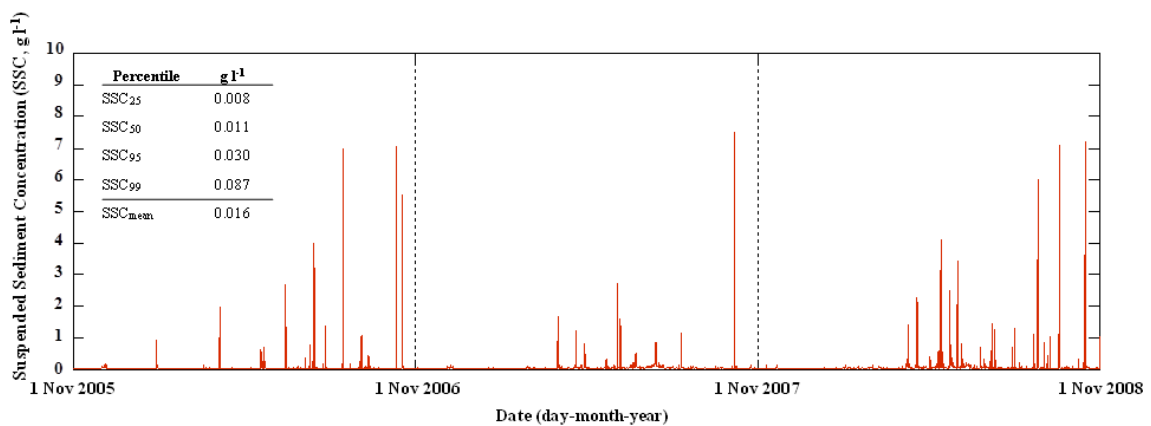


Figure 14. (A) Hydrograph and (B) sedigraph recorded at *ISTS* during the study period. A summary table is included where  $Q_{mean}$  indicates the mean flow discharge for the all study period (November 2005 to November 2008),  $Q_i$  shows characteristic percentiles of the flow discharge, where  $i$  is the given percentile;  $SSC_{mean}$  indicates the mean suspended sediment concentration, and  $SSC_i$  shows characteristic  $i$  percentiles of the suspended sediment load.

### 2.3.2.2 Remote sensing

The amount and distribution of rainfall in the 3 main sub-catchments draining at *ISTS* (i.e. Canalda, Fred and Inglabaga; see Figure 13) were assessed by means of geo-referenced radar images. The Canalda and Fred catchments are nested to the Inglabaga sub-catchment. The resolution of the radar images was  $3 \times 3$  km. High-resolution daily rainfall maps were obtained by means of the calibration of radar data. Basically, two years of radar data were correlated with direct rainfall records from weather stations. Different specific statistical analysis were performed to develop the calibration (see more details in Coll, 2010; Coll et al., 2010; Schiemann et al., 2010; Velasco-Forero et al., 2009). This calibration has been developed by The Center of Applied Research on Hydrometeorology (*CRAHI*) of the Polytechnic University of Catalonia (*UPC*). Figure 15 represents an example of a rainfall map for the upper Ribera Salada Catchment where the spatial distribution of the rainfall across the catchment can be observed. Additionally,

rainfall records obtained in the meteorological and rainfall stations described in Section 2.3.2.1 are also added. Differences between observed (rainfall stations) and estimated (radar) rainfall are indicated as a reference. In the following section we give details on how rainfall estimates from radar data were validated.

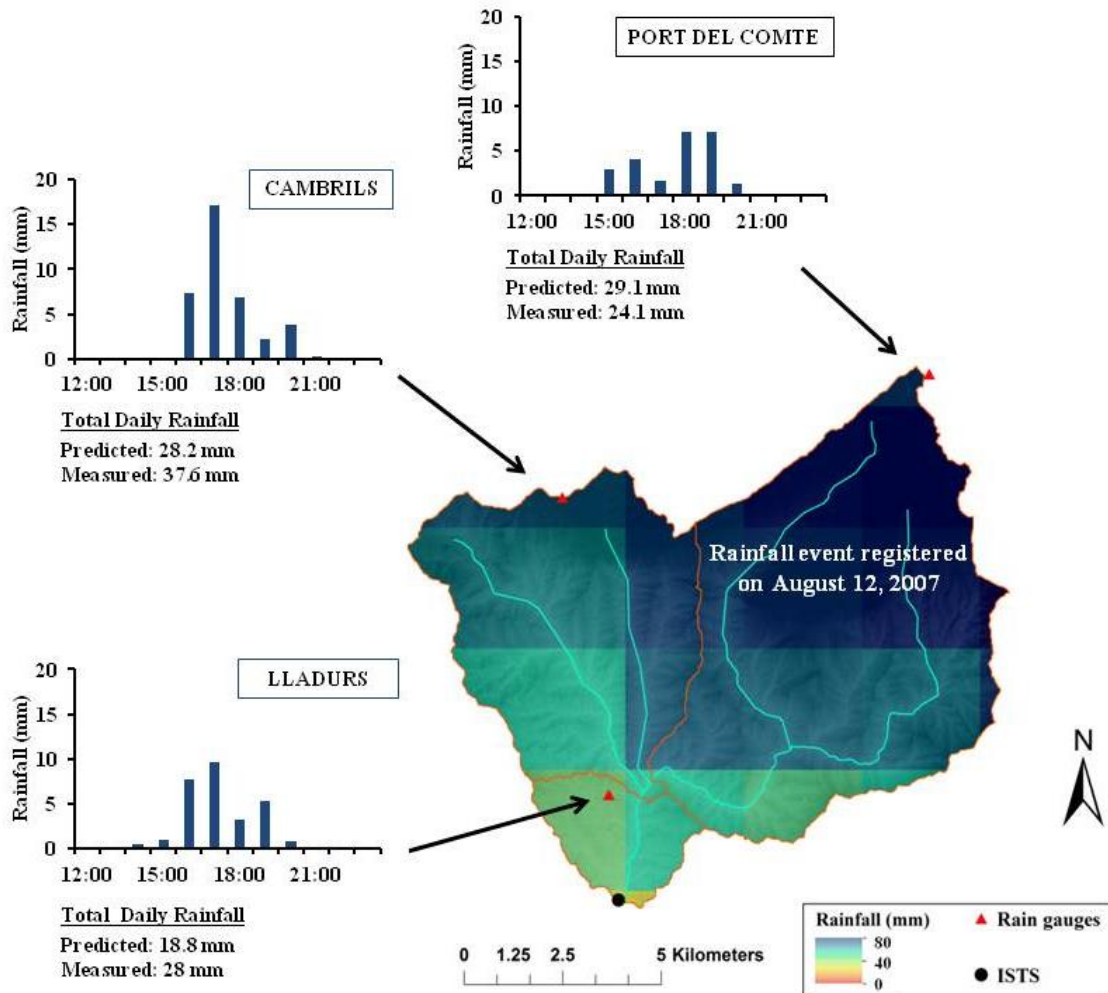


Figure 15. Rainfall map of the Ribera Salada for the event of 12<sup>th</sup> August 2007. Total daily rainfall in the rain gauges is indicated together with the estimates from the radar data.

### 2.3.2.3 Data validation, selection of variables and analysis

In this section we provide details on (a) the validation of the rainfall fields obtained from radar data during the study period, (b) the selection and estimation of rainfall, runoff and sediment transport variables; and (c) the statistical analysis performed between variables stated in (b).

#### 2.3.2.3.1 Validation of rainfall fields during the study period

A cross-validation was performed in order to assess the accuracy of the rainfall rasters obtained from radar data during the study period. As previously indicated, these rasters were elaborated

by the CRAHI and details about their calibration and validation are provided by Coll (2010). Here we only aim at calculating the potential error on the rainfall estimated during the study period in our study area by using the data registered in the meteorological and rainfall stations as the reference data set (observed rainfall). An intersection of the points where the stations are located with the rainfall cells is performed and the differences between observed (i.e. registered) and estimated (i.e. modelled) rainfall calculated. Differences were analysed by the Root Mean Square Error calculated as:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_{obs,i} - P_{est,i})^2}{n}}$$

where  $P_{obs}$  are the observed rainfall values for a period in a station  $i$  and  $P_{est}$  are the estimated or modelled values for the same period provided by the raster data set at the location of the same station  $i$ . The  $RMSE$  (or as it is occasionally found the Root Mean Square Deviation,  $RMSD$ ) is frequently used to measure the difference between the values predicted by a model and the values actually observed from the environment that is being modelled (e.g. Chu and Shirmohammadi, 2004; Holtschlag, 2001; Isik, 2013; Singh et al., 2005). The  $RMSE$  aggregates the residuals into a single measure of predictive power. In this case, the unit of  $RMSE$  is the millimetre. However, it should be noted that the  $RMSE$  does not correspond to the absolute error. The main uncertainties in this validation are related to (a) the spatial resolution of the data (i.e.  $3 \times 3$  km) and (b) the calibration of the radar fields. The  $RMSE$  was calculated for a total of 47 independent days.

#### 2.3.2.3.2 Rainfall, runoff and sediment transport variables

Several rainfall, runoff and sediment transport variables were calculated for a total of 75 flood events. Two considerations need to be introduced before we describe the selected variables. First, in this study we considered a flood the hydrological event in which discharge exceeds 1.5 times the base flow at the beginning of the rainfall. This criterion has been widely used in the literature (e.g., (García-Ruiz et al., 2005; Lana-Renault et al., 2007; Nadal-Romero et al., 2008; López-Tarazón et al., 2012). Second, once floods were independently identified, a base flow separation was performed in order to obtain the surface (i.e. quick or direct) runoff for the event. This separation was made by means of the graphical approach after transforming flow values into logarithms (e.g. Barnes, 1939; Maidment, 1993; Sujono et al., 2004).

The method is based on the identification of breakpoints on the logarithmic falling limbs of the hydrograph. A line connecting the initial point of the surface runoff (rising limb) to these



breakpoints determines the volume of surface runoff (top) and base flow (bottom) (e.g. Hewlett and Hibbert, 1967; Maidment, 1993).

A total of 19 variables describing the pre-event conditions (2), rainfall (6), runoff (8) and sediment transport (3) associated with each flood event have been calculated (see Table 1).

Pre-event condition variables are: base flow discharge at the beginning of the flood event ( $Q_0$ ) and the average water temperature at *ISTS* during the day of the event.

Table 1. Selected pre-event conditions, rainfall, runoff and sediment transport variables. These variables were used for the Correlation and Multivariate Regression Analyses (see methods for more details).

Type of variable	Abbreviation	Description	Unit
Pre-event conditions	$T^{\theta}_{ISTS}$	Water temperature at the <i>ISTS</i>	°C
	$Q_0$	Base flow at the beginning of the flood event	$m^3 s^{-1}$
Rainfall	$Pdur$	Duration of the rainfall event	hour
	$Pd$	Total precipitation	mm
	$Pd1$	Precipitation during the first day of the event	mm
	$Pd7$	Antecedent precipitation during the 7 days before the event	mm
	$Imax_{60}$	Maximum 60-minute rainfall intensity	$mm h^{-1}$
	$Ecl_{60}$	Kinetic energy of the $Imax_{60}$	$MJ mm ha^{-1} h^{-1}$
Runoff	$Fdur$	Flood duration	hour
	$TR$	Volume of surface runoff	$hm^3$
	$Q_p$	Peak discharge	$m^3 s^{-1}$
	$Q_m$	Mean discharge	$m^3 s^{-1}$
	$Q_b$	Base flow water volume	$m^3 s^{-1}$
	$RC$	Runoff coefficient	%
	$Q_p/Q_0$	Quotient between $Q_p$ and $Q_0$	-
	$FI$	Flashiness index for the first peak flood	$m^3 s^{-1} h^{-1}$
	Sediment Transport	$SSC_{mean}$	Mean suspended sediment concentration
$SSC_{max}$		Maximum suspended sediment concentration	$g l^{-1}$
$TL$		Total suspended sediment load	Mg

Rainfall variables include total precipitation of the event for the whole catchment ( $Pd$ ), daily precipitation of the first day of the event for each sub-catchment ( $Pd1$ ) and the antecedent rainfall observed during the 7 days previous to the event for each sub-catchment ( $Pd7$ ). It is worth to mention that three sub-catchments have been used to analyse the distribution of the rainfall upstream from *ISTS* (i.e. *CA*: Canalda; *FR*: Fred and *IN*: Inglabaga; Figure 13). These variables were calculated using the daily spatially distributed rainfall data sets (i.e. rainfall rasters). In case that more than one flood was registered in a day, daily values were weighted based on the values registered in the rainfall stations where hourly data was available. The proportion of the total rainfall per each flood event in relation to the daily precipitation was estimated and interpolated (spline) using ArcMap 9.3®. Weights were applied to the daily values provided by the rainfall rasters in order to determine the volume of rainfall associated with each flood. This spatial segregation of the rainfall offers the opportunity to improve the analysis of the variability of the precipitation, not only altitudinally but longitudinally. At the same time, the segregation provides insights into the influence of the physical nature of each sub-catchment in the hydrological and sedimentary response that occurs in each flood event. Additionally, data

from the rainfall stations were used to assess three variables that were not possible to be calculated with the daily rainfall rasters: duration of precipitation ( $Pdur$ ), maximum hourly rainfall intensity ( $I_{max60}$ ), and kinetic energy ( $Ecl_{60}$ ) of the maximum hourly intensity. The  $Ecl_{60}$  was calculated by means of the following equation:

$$Ecl_{60} = \left( \sum EF * P \right) Ix$$
$$EF = 0,29[1 - 0,72 * \exp(-0,05 * I)]$$

where,  $EF$  is the kinetic energy ( $\text{MJ ha}^{-1}\text{mm}^{-1}$ ) following the approach by Brown and Foster (1987) for the 30 min maximum rainfall intensity;  $I$  is the intensity of rain for a period of 60 min ( $\text{mmh}^{-1}$ );  $P$  is the accumulated precipitation for the same, and  $Ix$  is the maximum intensity of rainfall within these 60 min.

A total of 10 runoff variables were calculated: flood duration ( $Fdur$ ), total volume of surface runoff ( $TR$ ), peak discharge ( $Q_p$ ), mean flood discharge ( $Q_m$ ), base flow water volume ( $Q_b$ ), ratio between the peak discharge and the base flow at the beginning of the flood ( $Q_p/Q_0$ ), and the flashiness index of the first peak of the flood ( $FI$ ), estimated as the rate of increment of discharge per unit of time (as per Batalla and Vericat, 2009).

Finally, sediment transport variables include mean suspended sediment concentration ( $SSC_{mean}$ ), maximum suspended sediment concentration ( $SSC_{max}$ ), and the total suspended sediment load ( $TL$ ). All variables are summarized in Table 1 indicating their correspondent units.

### 2.3.2.3.3 Statistical analysis

Relationships between rainfall, runoff and suspended sediment transport were analysed through Pearson correlations (Pearson, 1896) and a multivariate regression analysis. The analyses were performed with Statistica® 7.0. Pearson correlations include the relationships between (1) pre-event conditions and rainfall variables with runoff, (2) pre-event conditions and rainfall variables with suspended sediment transport, and (3) runoff variables and suspended sediment transport. The Pearson correlation coefficient is a measure of linearity between two or more variables. A  $p$ -value of 0.01 was established to considering the correlations statistically significant.

The multivariate regression method analyses the relationship between the independent variables (i.e. pre-event conditions, rainfall and runoff) and the dependent variable (i.e. suspended sediment transport) for all flood events. In this case we adopted the stepwise approach and we selected the backward elimination method of continuous predictors. Tolerance for the inverse matrix is considered a value of  $F > 5$  (Estrany et al., 2010; J A López-

Tarazón et al., 2010). This value determines how significant the contribution of a variable in the regression equation is. In this case the statistically significant level for the inclusion of variables is set to a *p-value* of 0.05. *Beta* and *B* coefficients were obtained from the multivariate analysis. *Beta* regression coefficients are standardized unlike coefficients *B*. This allows us to compare the relative contribution of each independent variable in the prediction of the dependent variable, and its interpretation is similar to the partial correlations. *B* coefficients are used to develop the regression equations per each dependent variable. Finally, in order to verify the predictive power of the resultant multivariate regression (i.e. model goodness) nine (three per year) flood events that were randomly excluded from the multivariate analyses were used as a validation data set.

## **2.4 RESULTS AND DISCUSSION**

### **2.4.1 FLOOD EVENTS**

A total of 75 flood events were observed between November 2005 and November 2008. Four of these events were excluded because of equipment malfunctioning. A total of 21 events were recorded during the first year (i.e. November 2005–November 2006), 18 during the second year, while 32 floods occurred in the last year. Seasonally, 11% of the floods were recorded in autumn, 17% in winter, 44% in spring and 28% in summer. In eight occasions the *ISTS* recorded two or more flood peaks on the same day. The distribution of the floods during the study period shows that the hydrological regime of the Ribera Salada is characterised as a rain-snow fed regime with two maxima: one in spring–summer characterised by snow melt and convective localised storm-events; and the second in autumn attributed to rainfall from polar fronts.

In the following sections we describe the dynamics of rainfall, runoff and sediment transport during the study period based on the variables presented in Table 1. These variables are correlated and the results of the different multivariate analyses are presented (Sections 2.4.2 to 2.4.5). Finally, results were integrated to describe the general sediment transport patterns observed in the Ribera Salada in relation to rainfall and runoff (Section 2.4.6).

#### **2.4.1.1 Rainfall**

We first provide a summary of the validation performed to the radar data set. Later, we describe the characteristics of the rainfall associated with each of the analysed flood events.

##### **2.4.1.1.1 Data validation.**

Daily rainfall data obtained from the radar was validated with the direct data obtained in the Cambrils rainfall station (see Figure 13). Radar data sets were provided with the fields already

transformed to rainfall (after Velasco-Forero et al., 2009; Coll, 2010; Coll et al., 2010). Therefore, this exercise is considered a validation for the particularities of the study reach and period. All daily rainfall events between March 2006 and November 2008 were used to calculate the *RMSE* considering the data registered in Cambrils as the observed rainfall, and the rainfall extracted from the radar as the predicted or modelled precipitation. Validation started in March 2006 because it was the period in which the Cambrils rainfall station was set up.

A total of 47 daily records were used. These records are related to different rainfall events observed in the catchment. The daily precipitation oscillates between almost 0 and 37.6 mm. The *RMSE* varies between 0.2 and 10 mm, with a mean value of 3.5 mm and a standard deviation of 2.7 mm. Figure 16 shows the relationship between the observed and estimated daily precipitation. These values are in the order of the ones observed by Coll (2010) for the whole Catalonia (across 32,114 km<sup>2</sup> using multiple rain gauges distributed across different environments). This author reported a Mean Absolute Error (*MAE*) of 6 mm. The data set included several rainfall episodes registered between 2001 and 2005. In our case, the mean *MAE* for the 47 analysed events is 4.3 mm. The good agreement of the radar estimates allows the study of the spatial variability of rainfall events with an acceptable precision. As it has been introduced before, this provides the opportunity to identify localised rainfall cells that can be underestimated by spot or single rainfall measurements. As an example, on August 28<sup>th</sup> 2008, the *ISTIS* registered a flood attributed to a localised summer storm that was not registered in any of the rainfall stations but that it could be observed in the radar data set.

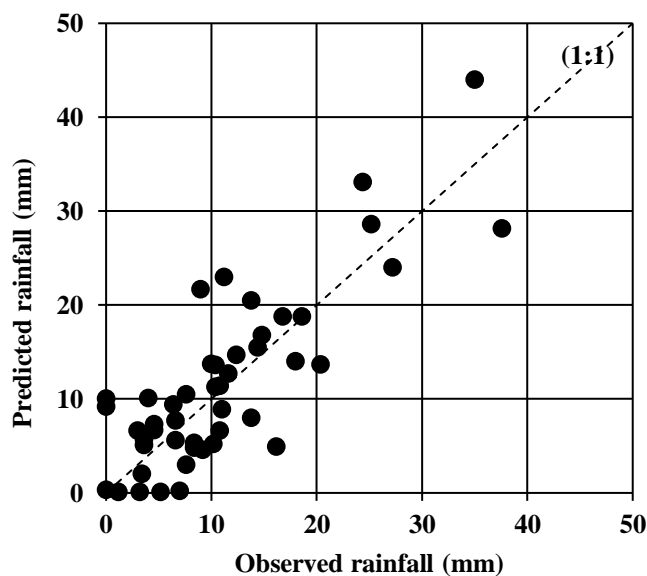


Figure 16. Observed and estimated daily rainfall ( $n=47$ ). Observed values were obtained at the Cambrils rainfall station while the predicted values were estimated from radar data (see Section 2.3.2 from more details).

*Rainfall dynamics.*

Table 2 contains the rainfall variables of the analysed floods. Results show the high variability of rainfall across space and time in the catchment. Some of the differences between sub-catchments may be controlled by the size of them (Canalda has an area of 65.8 km<sup>2</sup>, Fred 39.9 km<sup>2</sup> and Inglabaga 8.9 km<sup>2</sup>). Among the variables, rainfall intensity, however, is not controlled by catchment size. The largest  $I_{\max_{60}}$  (i.e. 30.8 mm h<sup>-1</sup>, registered on the 15<sup>th</sup> May 2006) was calculated at the rain gauge of Lladurs, located in the Inglabaga sub-catchment (Figure 13). Rainfall intensity is calculated using data from the rain gauges instead of the radar data sets (see Section 2.3.2). These observations point out the more marked Mediterranean character of the lower part of the catchment. Maximum intensities were registered between the end of spring and the end of summer. The rain gauge in Lladurs, despite collecting the highest rainfall intensity, has less annual rainfall when compared with Port del Comte rainfall station (Figure 13), located at the catchment headwaters (i.e.  $P_{\text{Lladurs}} = 643$  mm,  $P_{\text{Port Comte}} = 1066$  mm). Therefore, we conclude that the Inglabaga sub-catchment is characterised by a stronger Mediterranean character than the upstream sub-catchments, which implies that the distribution of the annual precipitation is concentrated in a smaller period of time, characterised often by high rainfall intensities. Similar patterns were observed in other catchments. For instance, Gallart et al. (2002) reported that the monthly number of rainy days in the Vallcebre experimental catchment (4.2 km<sup>2</sup>) ranges from less than 5 to up to 10; clearly a small number when compared with more temperate environments where rainfall is present more often (e.g. Oeurng et al., 2010). These particularities control the production and transfer of sediments through the catchments and will, ultimately, affect the export of sediment (e.g. Mano et al., 2009). In contrast, more temperate catchments have less variability, implying more regularity in these processes (e.g. Oeurng et al., 2010). In the following section we analyse the runoff and the sediment transport dynamics in relation to rainfall patterns.

- Capítol 2. Rainfall, runoff and sediment transport in a Mediterranean mountainous catchment -

Table 2. Flood-based pre-event, rainfall, runoff and sediment transport variables. Note: that CA indicates Canada sub-catchment; FR Fred sub-catchment, and IN Inglabaga sub-catchment. See Table 1 for the description of the variables and Table 3 for mean monthly and annual values.

Flood Date	$T^g$ - ISTS	$Q_0$	$P_{dur}$	$P_d$	$Pd1$ - CA	$Pd1$ - IN	$Pd1$ - RF	$Pd7$ - CA	$Pd7$ - IN	$Pd7$ - RF	$Imax_{60}$ - CA	$Imax_{60}$ - IN	$Imax_{60}$ - RF	$Ecl_{60}$ - CA	$Ecl_{60}$ - IN	$Ecl_{60}$ - RF	$F_{dur}$	$TR$	$Q_p$	$Q_m$	$Q_b$	$RC$	$Q_b/Q_0$	$FI$	$SSC_{mean}$	$SSC_{max}$	$TL$
09/11/2005	8.9	0.42	3	12.7	13.2	14.6	11.5	0.5	0.5	0.6	5.4	10.2	-	5.8	21.8	-	17.3	0.01	1.17	0.61	0.03	0.67	2.8	0.227	0.006	0.008	0.22
12/11/2005	8.8	0.45	78	19.2	6	13.6	10.4	25.9	27.6	25.7	3.4	1.4	-	11.9	2.7	-	129.6	0.142	1.43	0.82	0.24	16.04	3.2	0.018	0.006	0.01	2.3
02/12/2005	6.4	0.24	31	20.2	22	19.5	17.3	0.9	0.2	0.5	6.4	2.6	-	80.5	6.5	-	126.7	0.13	1.11	0.56	0.13	5.51	4.6	0.065	0.013	0.044	3.65
29/01/2006	3.4	0.1	13	8.2	8.8	17	5.2	2.1	4.1	0.4	6.1	4	-	7.2	5.1	-	19.4	0.066	1.36	1.06	0.01	6.71	13	0.252	0.109	0.375	8.71
30/01/2006	4.8	0.91	56	16.2	11.6	18.7	14.4	10.7	21	5.5	1.1	4	-	0.7	9.4	-	197.3	0.426	1.6	0.91	0.22	28.88	1.8	0.065	0.008	0.06	6.52
20/03/2006	8.5	0.43	8	5.9	4.6	6.4	8	3.2	4.6	5.4	5.6	2	6.6	8.2	0.7	10.8	9.5	0.007	0.94	0.63	0.01	1.04	2.2	0.306	0.014	0.052	0.32
22/03/2006	7.8	0.66	4	2.7	3.5	1.9	1.5	8.5	11.1	17.4	5	1.4	1.8	6.6	0.6	0.6	17.3	0.01	1.06	0.67	0.03	3.08	1.6	0.436	0.01	0.03	0.45
06/04/2006	9.7	0.65	8	22.8	21.3	21.3	25.8	2.4	0.7	0.2	8.4	14.7	4.4	13.7	66.5	4.6	4.7	0.005	1.81	0.93	0.01	0.19	2.8	1.001	0.15	0.353	2.93
07/04/2006	9	0.68	6	10.6	12.4	12.4	7.3	23.2	22	26	1.2	8	2.8	0.2	20.6	1.5	10.3	0.008	2.29	0.89	0.03	0.6	3.4	0.605	0.156	0.785	6.65
16/06/2006	14	0.24	4	7.1	2.8	1.9	7.3	0.7	0.8	0.4	3.1	2.2	9	1.2	0.5	13.2	1.2	0	0.35	0.3	0	0.06	1.5	0.212	0.233	1.068	0.003
16/06/2006	14	0.31	4	10.4	14.2	12.4	11	3.5	2.6	7.8	17.7	15.9	5.2	89.8	49.6	4.5	4.4	0.003	1.37	0.51	0	0.23	4.4	4.230	0.17	0.538	1.65
11/07/2006	19.9	0.18	2	15.5	19.9	12.7	8.8	4.4	0.7	1	30	21.9	0	277.9	107.6	0	12.3	0.008	2.93	0.41	0.01	0.42	16.2	2.063	0.038	0.316	1.63
14/07/2006	17.9	0.26	5	12.2	11.9	8.1	13.6	27.5	13.8	10.6	4.3	5.2	17.8	3.8	5	107.5	10.9	0.004	0.69	0.37	0.01	0.26	2.6	0.176	0.014	0.097	0.24
15/07/2006	18.2	0.27	6	25.4	23.1	30.6	28	38.8	21.5	24.2	3	28.5	2.6	2.5	226.2	1.2	12.6	0.004	0.75	0.38	0.01	0.15	2.8	0.479	0.119	1.602	3.14
16/07/2006	18	0.29	5	4.4	4.9	3.9	3.5	61.8	51.9	52.1	4.1	2.4	9.6	2.6	0.9	15.3	7.3	0.011	2.83	0.79	0.01	2.09	9.9	30.550	0.213	1.283	8.47
15/08/2006	15.9	0.21	4	2.9	13.8	17.5	14.4	0.5	2.4	1.6	4.6	20.5	0.2	9.4	100.5	0.1	2.8	0.002	0.75	0.43	0	0.12	3.5	0.310	0.018	0.064	0.1
15/08/2006	15.9	0.52	5	26.4	13.5	4.7	12.4	14.3	20	16	16.8	5	5.8	82.9	4.1	6.4	5.1	0.005	0.9	0.53	0.01	0.32	1.7	0.223	0.021	0.053	0.22
15/08/2006	15.9	0.35	3	23	18.7	23	37.3	27.9	24.6	28.4	11.6	30.8	20.4	28.8	242	92.5	13.5	0.032	5.85	1.08	0.02	1.19	16.7	2.128	0.673	2.8	62.58
13/09/2006	17.2	0.19	6	21	22.8	26.1	16.8	14.1	18.5	18.4	8	9.3	6.2	27.6	26.7	14.7	13.5	0.006	0.71	0.33	0.01	0.23	3.8	0.144	0.028	0.182	0.6
14/09/2006	15.5	0.28	8	15.8	13.5	19.4	18.8	36.4	44.6	35.1	4.1	4.6	3.4	7.2	5.3	3.5	11.7	0.003	0.57	0.38	0.01	0.16	2.1	0.065	0.012	0.032	0.21
23/09/2006	14.7	0.25	9	20.6	24	18.9	15.4	2.2	1	2.8	5.8	4.8	3.4	23.7	9.2	4.7	35.4	0.01	0.59	0.37	0.04	0.41	2.4	0.050	0.011	0.024	0.52
11/10/2006	14.6	0.24	6	19.3	22.8	12.9	15	2	2.6	5.8	7.7	13.3	6.6	15.4	42.2	10.7	14.4	0.005	0.75	0.35	0.01	0.23	3.1	0.760	0.229	2.827	5.74
16/11/2006	10	0.22	31	16.8	16.6	11.9	14.7	0.3	0.1	0.2	0.5	0.2	0.4	0.1	0	0	122.4	0.04	0.45	0.37	0.12	2.2	2.1	0.011	0.011	0.018	1.78
22/01/2007	7.1	0.19	12	13.5	14.3	13.3	11.4	0.4	0.5	0.4	5.7	4.8	2.8	13.7	8	3.3	42.1	0.013	0.43	0.27	0.03	0.82	2.3	0.065	0.015	0.026	0.66
12/02/2007	8.1	0.18	4	5.4	6.9	2.5	3.6	9.6	6.9	5.2	9.5	3.2	2.2	22	1.4	0.6	94.5	0.024	0.34	0.27	0.07	3.71	1.9	0.004	0.011	0.015	1.05
25/02/2007	7.8	0.21	3	3.4	3.4	2.8	3.6	2	2	0.5	3.7	2.8	2.2	2.9	1	0.8	20.3	0.002	0.37	0.25	0.02	0.62	1.8	0.029	0.011	0.013	0.2
07/03/2007	7.1	0.23	8	9.4	10.2	10.9	7.9	0.3	0	0	7.6	5	2.8	14.7	6.1	1.3	24.8	0.004	0.58	0.3	0.02	0.4	2.5	0.040	0.011	0.011	0.29
01/04/2007	8.7	0.34	17	8.1	10.1	10.8	4.2	23.7	19.7	16.6	4.2	3	1.4	9.9	3	1	27.8	0.022	0.81	0.61	0.04	2.23	2.4	0.068	0.051	0.354	3.57
02/04/2007	8.7	0.59	8	10.8	9.7	18.7	10.8	33.7	30.5	20.8	2.2	4.6	3.4	1.7	9.6	4.2	3.9	0.007	1.3	0.95	0.01	0.61	2.2	0.328	0.124	0.322	1.98
02/04/2007	9	0.9	19	11.4	9	21.5	13.2	59.4	46.2	25.4	2.6	5.8	2	2.2	14	2.3	87.9	0.175	2.07	1.12	0.18	13.77	2.3	0.227	0.058	0.667	27.18
06/04/2007	9.2	0.88	3	3.7	3.2	5	4.2	79.9	94.5	65	0.3	2	2.8	0	0.9	2.4	41.6	0.03	1.38	0.95	0.11	7.35	1.6	0.058	0.014	0.036	2.07
20/04/2007	11.2	0.85	6	0.9	1.1	2.7	0.2	13.8	20	17	2.6	2.6	4.4	1.2	0.7	2.7	13.5	0.005	1.23	0.96	0.04	4.29	1.5	0.184	0.027	0.056	1.32
21/04/2007	11.1	0.92	4	10.8	12.1	12.9	8.2	12.8	17.2	11.8	1.2	11.3	8.2	0.2	33.5	10.9	9.6	0.012	2.48	1.31	0.03	0.91	2.7	2.084	0.093	0.456	5.48
01/05/2007	10.3	0.78	16	19.6	21.1	18.9	17.2	9.2	9.6	6.8	3.5	7	5.4	5	16.4	9.7	4.2	0.008	1.77	1.32	0.01	0.34	2.3	0.475	0.064	0.126	1.48
01/05/2007	10.3	1.36	19	12.2	13.6	12.6	9.9	30.3	28.5	23.9	3.6	3.2	2.4	3.4	4	1.9	38.6	0.091	2.27	1.7	0.14	6.33	1.7	0.576	0.05	0.334	12.95
04/06/2007	13.5	0.6	5	16.2	19.4	16	11	1	0.6	16	15.3	5.8	72.6	55.7	9.9	22.9	0.015	1.9	0.85	0.06	0.76	3.2	0.202	0.042	0.158	3.48	
05/06/2007	13.2	0.83	4	15.6	15.4	18.7	15.1	20.4	17	11.7	0.8	19.7	4.2	0.1	95.8	2.7	8.5	0.006	1.39	0.99	0.02	0.31	1.7	0.554	0.12	1.088	4.22
12/08/2007	16.9	0.6	3	12.6	10.8	18.7	14.3	17.2	4.2	15.4	4.1	9.7	7.4	3.4	27.1	8	3.2	0.012	2.73	1.62	0.01	0.84	4.6	1.404	0.185	0.457	4.55
12/08/2007	16.9	1.45	4	16.6	13.5	9.3	23.3	28	22.9	29.7	7.1	5.2	17.2	15.3	5.8	28.4	16.2	0.048	2.26	1.11	0.02	2.7	1.6	0.976	0.063	0.278	5.27
08/10/2007	14.7	0.29	4	4	6.9	0	0	26.5	15.2	18.8	14.4	0.4	0.4	44.7	0	0	18.3	0.018	2.32	0.59	0.02	3.49	7.9	8.125	0.341	3.000	27.51
10/10/2007	12.8	0.29	4	9.7	10.8	5.5	8.8	33.9	15.3	18.8	6.7	4.6	6	10.4	4.3	7.7	9.6	0.003	0.58	0.38	0.01	0.24	2	0.094	0.017	0.028	0.24
20/11/2007	5.5	0.17	28	26.2	28.4	17.4	17.4	0.1	0	0	8.2	2.4	1.6	74.1	3.3	1.5	132.8	0.044	0.47	0.31	0.1	1.56	2.8	0.014	0.014	0.02	2.11

- Capítol 2. Rainfall, runoff and sediment transport in a Mediterranean mountainous catchment -

03/01/2008	3.8	0.16	9	8.8	8.3	11.5	9.1	0.1	0	0	3.2	3.6	1	3.6	3.8	0.3	38.8	0.007	0.35	0.22	0.02	0.71	2.2	0.018	0.016	0.022	0.5
11/01/2008	7.9	0.23	7	8.3	8.7	8.1	7.6	1.2	0.9	0.5	6	3.2	1.8	9.8	2.6	0.8	16.3	0.002	0.41	0.27	0.01	0.26	1.8	0.050	0.018	0.038	0.29
03/02/2008	4.9	0.2	10	10.5	6.4	7	6.2	1.6	0.4	0.6	4.3	3.8	2.4	12.9	4.4	2.1	37.3	0.01	0.44	0.28	0.03	1.38	2.2	0.058	0.021	0.029	0.81
30/03/2008	9.3	0.36	5	10.2	10.4	9.3	10	4.7	1.9	2.5	5.5	4.2	8	9.8	4.1	11.8	24.6	0.004	0.59	0.43	0.03	0.33	1.6	0.011	0.013	0.029	0.49
09/04/2008	10.7	0.48	10	14.3	15.6	14.4	12.1	9.1	8.2	7.7	10.7	0	6	53.9	0	12.6	4	0.003	0.85	0.66	0.01	0.15	1.8	0.158	0.049	0.128	0.54
10/04/2008	10.7	0.89	6	13.9	14.9	21.3	10.8	24.7	22.6	19.8	9.1	18.9	5	22.1	77.2	3.8	11.1	0.023	1.99	1.19	0.02	1.41	2.2	1.015	0.113	0.571	6.38
18/04/2008	8.9	0.65	19	18.4	20.6	18.4	14.8	17.9	15.6	17.1	6.5	8.6	3.2	45.5	20.3	4	28.3	0.036	2.01	1.22	0.09	1.67	3.1	0.072	0.051	0.353	7.58
20/04/2008	9.5	0.96	18	37	41.3	42.7	28.5	37.2	30.9	30.9	5.6	9.3	5.8	32.2	50	16.1	54	0.225	5.42	2.3	0.22	5.15	5.7	0.306	0.121	0.915	93.71
10/05/2008	10.9	1.45	20	14.5	11.8	23.9	16.8	17.5	22.1	19.7	0	3.8	2.2	0	6.4	1.8	33.3	0.112	2.74	2.04	0.13	6.93	1.9	0.216	0.034	0.077	8.65
12/05/2008	10.9	1.59	8	7.7	8.7	17.7	3.8	29.8	47.4	36.7	4.2	4.8	4	5.1	10.1	3.3	26.4	0.085	2.71	2.12	0.12	9.05	1.7	0.425	0.023	0.058	4.85
14/05/2008	11.4	1.68	4	9.5	7.9	11.7	11.7	38.5	65	40.4	5.5	7	3	6.3	10.9	2.1	2.7	0.017	5.8	3.08	0.01	1.64	3.5	2.603	0.318	1.255	14.76
14/05/2008	11.4	3.67	7	7.5	7.1	3.7	8.9	46.4	76.7	52.1	8.1	2.6	3.4	18.8	1	2.9	49.3	0.307	5.63	3.14	0.25	36.69	1.5	1.303	0.059	0.439	43.05
16/05/2008	11.5	2.08	3	6	6.8	6.9	4.6	59.6	82.4	56	5.7	2.4	3	6.9	1	1.4	2.8	0.011	3.02	2.56	0.02	1.57	1.5	0.868	0.06	0.387	1.7
17/05/2008	11.6	2.43	2	0.6	0.9	0	0.2	49.2	67.5	41.4	3.1	0	0.8	1.5	0	0.1	1	0.007	3.77	3.26	0.01	9.08	1.6	2.693	0.071	0.118	0.96
17/05/2008	11.6	3.16	5	4.6	3.9	8	4.9	50.1	67.5	41.6	2	4.8	7.8	1.4	4.3	15.1	25.5	0.195	5.01	3.7	0.15	37.53	1.6	1.382	0.064	0.219	23.71
24/05/2008	11.9	2.41	16	10.1	9.8	8.3	10.8	20.6	21.7	13.9	8	2.8	7.2	16.9	1.5	8.5	19.3	0.102	4.74	3.37	0.13	8.92	2	1.472	0.048	0.219	11.78
25/05/2008	11.6	3.06	19	29.7	33.9	21.7	24.6	25.3	22	19.9	7.1	4.6	5	52.8	10.9	13.7	45.8	0.461	9.27	5.12	0.38	13.15	3	0.778	0.172	1.01	188.89
01/06/2008	11.8	2.44	6	5.6	5.2	10.1	5.1	50.1	37.9	36.4	5.7	11.5	8.6	9.1	23	36.4	12.8	0.053	6.35	3.84	0.13	8.28	2.6	5.868	0.289	1.373	59.73
05/06/2008	12	2.13	9	11.2	13.4	8.2	8.4	14	19.4	12	10.4	4	11.6	44.1	4.4	54.6	40.2	0.128	4.35	3.3	0.35	9.58	2	2.052	0.048	0.333	24.34
26/06/2008	15	1.19	6	12.9	8.7	8.5	8.6	0	0	0	22.5	7.2	10	132.4	16.3	23	14.8	0.008	1.74	1.37	0.07	0.78	1.5	0.331	0.046	0.279	3.54
30/06/2008	15.3	1.2	5	11	13.6	8	7.5	12.8	17.5	12.1	7.7	4.4	2	12.1	5	0.8	7.8	0.006	2.89	1.45	0.04	0.47	2.4	0.922	0.049	0.134	2.26
11/07/2008	16.4	0.65	2	9.7	9.1	17.7	8.8	0.7	0	0.2	7.8	16.5	5.2	9	54.3	3.8	6.5	0.003	1.02	0.76	0.02	0.23	1.6	0.302	0.037	0.502	0.68
22/08/2008	17.5	0.41	3	7.1	6.2	41.6	0.8	0.3	1.1	0.6	0.3	28.3	3.2	0.1	200	1.2	9.3	0.005	1.27	0.57	0.01	0.59	3.1	0.130	0.099	0.364	2.11
26/08/2008	17.7	0.44	2	6.3	1.1	72.9	0	6.2	41.6	0.8	0.4	14.5	0	0	100.3	0	2.8	0.005	1.56	0.92	0	0.63	3.6	1.123	0.309	0.758	3.32
27/08/2008	17.1	0.49	7	16	12.4	51.9	13.9	13.9	114.5	1.9	4.8	25.9	16.6	5.4	293.3	61.3	8.5	0.027	5.25	1.43	0.02	1.46	10.6	3.002	0.341	2.396	35.08
02/09/2008	15.1	0.38	3	0.4	0.6	0.5	0.2	24.1	137.1	19.9	0.4	0.6	7	0	0	7	6.5	0.003	1.03	0.52	0.01	5.68	2.7	4.489	0.018	0.05	0.24
18/09/2008	15.1	0.35	3	5.1	2.6	24.4	4.9	6.4	9.2	6.6	0.5	24.1	1.2	0	132.9	0.1	5.2	0.004	1.03	0.56	0.01	0.66	3	0.565	0.137	0.438	1.66
18/09/2008	14	0.44	3	9.6	7	20.4	11.4	9	33.7	11.5	2.5	15.3	3.6	3.1	55.4	2.9	12.3	0.011	1.79	0.65	0.02	1.05	4.1	1.541	0.27	2.837	13.52
24/09/2008	14	0.39	11	5.2	5.1	5	5.4	20.8	58.1	12.3	3.1	1.2	2.6	4	0.6	2.8	20.7	0.006	0.63	0.5	0.03	1.04	1.6	0.058	0.013	0.022	0.49
Average	11.8	0.79	9.9	12.1	11.9	14.8	10.7	18.4	23.5	15.3	6	7.9	5	21.5	32.9	10.4	28	0.047	2.01	1.13	0.06	4.06	3.3	1.320	0.091	0.499	10.98
SD	3.9	0.79	12	7.3	7.7	11.9	7.2	18.3	28.4	15.6	5.2	7.6	4.3	40.3	59.7	19.6	36.9	0.09	1.79	1.04	0.08	7.39	3.1	3.797	0.115	0.734	26.86

### 2.4.1.2 Runoff

Runoff patterns are analysed by means of the data collected at *ISTS* (Figure 13). This station integrates the 3 sub-catchments for which rainfall was previously described. Table 2 summarises the values of the runoff variables calculated for each of the flood events. Total flood-based runoff (*TR*) varies between 250 m<sup>3</sup> and 0.46 hm<sup>3</sup>, with an average of 0.05 hm<sup>3</sup> ( $\sigma = 0.09$  hm<sup>3</sup>). Figure 17 shows monthly flood-based runoff. Two maximums are observed, one in May (i.e.  $TR = 0.13$  hm<sup>3</sup>,  $\sigma = 0.14$  hm<sup>3</sup>,  $N = 11$ ), and the other between December (0.13 hm<sup>3</sup>,  $\sigma = -$ ,  $N = 1$ ) and January (0.10 hm<sup>3</sup>,  $\sigma = 0.18$  hm<sup>3</sup>,  $N = 5$ ; see Table 3). These months are also the months in which the largest runoff coefficients are obtained (Table 3). Runoff coefficients (*RC*) display a high inter-annual variability, with values oscillating between 0.1% and 37.5% (Table 2), with an average of 4.1% ( $\sigma = 7.4\%$ ). May is the month with the higher *RC* (i.e.  $RC=11.9\%$ ;  $\sigma=13.0\%$ ; Table 3). *RC* represents the proportion of rainfall that is converted into runoff, integrating all processes controlling the generation of flow across the entire catchment. *RC* is controlled by multiple factors, between them geology and soils, land uses and the precedent or initial conditions. Antecedent rainfall (rainfall registered the 7 days before the event; i.e. *Pd7*) is significant in spring. Largest monthly *Pd7* values (for the whole catchment) are obtained in April and May (i.e. 26 and 34 mm respectively, Table 3). In this period water content in the soils also increases due to the snow melt. Therefore, although we do not have data to support this statement, results suggest that the content of water in the soils before the flood events in spring is generally higher than in the rest of the year, conditions that determine the high *RC* observed in this season. Mean values at around or lower than 5% are obtained in the rest of the year (Table 3). The *RCs* calculated in the Ribera Salada are considered low among different experimental catchments located in NE of the Iberian Peninsula with a Mediterranean mountainous climate character. For instance, Latron et al., (2008) presented runoff coefficients between 4 and 39% in the Vallcebre experimental catchment (4.17 km<sup>2</sup>), Lopez-Tarazon et al. (2010) found an average runoff coefficients of 6% in the Isábena catchment (445 km<sup>2</sup>), while Serrano-Muela et al. (2008) determined an annual runoff coefficients of 11%, 25% and 69% for the catchments of San Salvador (0.92 km<sup>2</sup>), Arnás (2.86 km<sup>2</sup>) and Araguás (0.45 km<sup>2</sup>) respectively. All of these catchments have a percentage of forest cover between 60 and 100%. The differences between the runoff coefficients reported in the literature and the observed in the Ribera Salada are explained by the spatial coincidence between the zone of maximum rainfall (i.e. mean annual rainfall of 1000 mm) and the area of greater infiltration capacity of the catchment (i.e.



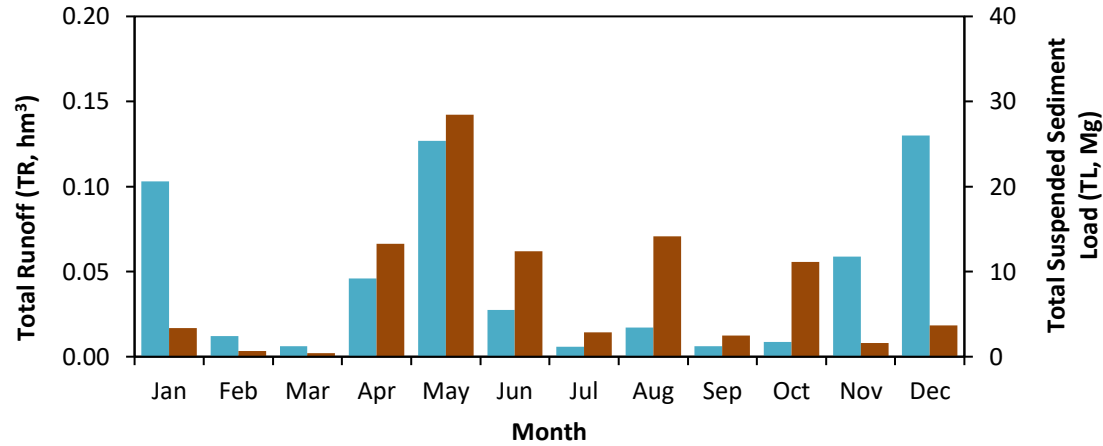


Figure 17. Mean monthly Total Load (TL) and Total Runoff (TR) at ISTS for the whole study period (2005–2008)

Table 3. Mean monthly and annual values of pre-event, and flood-based rainfall, runoff and sediment transport variables.

Month	Pre-event			Rainfall													Runoff						Sediment Transport				
	$T^2$ - ISTS	$Q_0$	$P_{dur}$	$P_d$	$Pd1$ - CA	$Pd1$ - IN	$Pd1$ - RF	$Pd7$ - CA	$Pd7$ - IN	$Pd7$ - RF	$Imax_{60}$ - CA	$Imax_{60}$ - IN	$Imax_{60}$ - RF	$Ecl_{60}$ - CA	$Ecl_{60}$ - IN	$Ecl_{60}$ - RF	$F_{dur}$	$TR$	$Q_p$	$Q_m$	$Q_b$	$RC$	$Q_p/Q_0$	$FI$	$SSC_{mean}$	$SSC_{max}$	$TL$
Jan	5.4	0.3	19.4	11.0	2.9	5.3	1.4	10.3	13.7	9.5	4.4	3.9	1.9	7.0	5.8	1.5	62.8	0.103	0.8	0.5	0.1	7.5	4.2	0.09	0.033	0.104	3.3
Feb	6.9	0.2	5.7	6.4	4.4	3.1	2.1	5.6	4.1	4.5	5.8	3.3	2.3	12.6	2.3	1.2	50.7	0.012	0.4	0.3	0.0	1.9	2.0	0.03	0.014	0.019	0.7
Mar	8.1	0.4	5.7	7.4	4.2	4.4	6.3	7.2	7.1	6.9	6.0	3.5	4.2	10.4	3.6	4.6	22.2	0.006	0.7	0.5	0.0	1.3	1.9	0.20	0.011	0.023	0.4
Apr	9.7	0.7	10.3	13.6	28.2	27.3	21.5	14.3	16.8	11.7	4.6	7.4	4.1	15.2	24.7	5.5	24.7	0.046	2.0	1.1	0.1	3.2	2.6	0.51	0.084	0.416	13.3
May	11.2	2.2	10.8	11.1	34.2	46.4	32.0	11.4	12.1	10.3	4.6	3.9	4.0	10.7	6.0	5.5	22.6	0.127	4.2	2.9	0.1	11.9	2.0	1.16	0.088	0.386	28.4
Jun	13.6	1.1	5.4	11.3	12.8	12.0	10.1	11.6	10.5	9.3	10.5	10.0	7.1	45.2	31.3	18.1	14.1	0.027	2.5	1.6	0.1	2.6	2.4	1.80	0.125	0.621	12.4
Jul	18.1	0.3	4.0	13.4	26.6	17.6	17.6	13.8	14.6	12.5	9.8	14.9	7.0	59.2	78.8	25.6	9.9	0.006	1.6	0.5	0.0	0.6	6.6	6.71	0.084	0.760	2.8
Aug	16.7	0.6	3.9	13.9	13.5	28.9	11.8	11.3	30.0	14.6	6.2	17.5	8.9	18.2	121.6	24.7	7.7	0.017	2.6	1.0	0.0	1.0	5.7	1.16	0.214	0.896	14.2
Sep	15.1	0.3	6.1	11.1	16.1	43.2	15.2	10.8	16.4	10.4	3.5	8.6	3.9	9.4	32.9	5.1	15.0	0.006	0.9	0.5	0.0	1.3	2.8	0.99	0.070	0.512	2.5
Oct	14.0	0.3	4.7	11.0	20.8	11.0	14.5	13.5	6.1	7.9	9.6	6.1	4.3	23.5	15.5	6.1	14.1	0.009	1.2	0.4	0.0	1.3	4.3	2.99	0.196	1.952	11.2
Nov	8.3	0.3	35.0	18.7	6.7	7.1	6.6	16.1	14.4	13.5	4.4	3.6	1.0	23.0	7.0	0.8	100.5	0.059	0.9	0.5	0.1	5.1	2.7	0.07	0.009	0.014	1.6
Dec	6.4	0.2	31.0	20.2	0.9	0.2	0.5	22.0	19.5	17.3	6.4	2.6		80.5	6.5		126.7	0.130	1.1	0.6	0.1	5.5	4.6	0.07	0.013	0.044	3.7
2005-06	12.6	0.4	12.8	14.4	14.7	14.0	13.3	13.6	14.5	13.7	7.4	9.5	6.2	33.0	43.4	17.6	31.6	0.042	1.5	0.6	0.0	3.3	4.9	2.08	0.096	0.466	5.3
2006-07	10.8	0.6	9.6	11.5	19.1	18.0	14.3	11.8	12.2	10.4	4.6	6.6	4.5	10.2	18.1	5.6	33.1	0.029	1.4	0.9	0.1	2.7	2.3	0.45	0.066	0.402	4.6
2007-08	12.0	1.1	8.3	11.0	20.4	32.9	17.3	10.9	16.5	9.0	5.9	7.7	4.7	20.3	34.4	9.5	22.8	0.060	2.7	1.6	0.1	5.4	2.8	1.31	0.103	0.575	18.3

the headwaters). The headwaters of the Ribera Salada are dominated by a fractured Eocene limestone substrate that occupies 34% of the study area. Verdú et al. (2000) concluded that the Canalda sub-catchment did not generate appreciable surface runoff due to the high porosity of the substrate. Poch et al. (2002) presented another study of the sub-catchment Canalda which found that there is a high interception of rainfall and high fissuration of the substrate that produces a meagre hydrological response.

Peak discharge ( $Q_p$ ) varies between 0.34 and 9.3 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (Fig. 14A), with an average of 2.01 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> ( $\sigma = 1.79$  m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>). Base flows ( $Q_0$ ) oscillate between 0.10 and 3.67 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, with an average of 0.79 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> ( $\sigma = 0.79$  m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>). The relationship between the magnitude of the peak discharge and the base flow (i.e.  $Q_p/Q_0$ ) varies between 1.5 and 16.7, with an average of 3.3 ( $\sigma = 3.1$ ). All values are greatly influenced by the seasonality of the year. Spring floods are characterized to provide the largest volume of water ( $TR$ ) and also recorded the largest peaks (4.35 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>,  $\sigma = 2.01$  m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>; Table 3). However, spring does not present the largest  $Q_p/Q_0$  because in this season, as discussed above, the content of water in the soils is rather high and, consequently, has high and constant values of  $Q_0$ . The maximum  $Q_p/Q_0$  is obtained in summer when floods are characterised by having an initial low base flow (Table 2 and 3).

The duration of floods is variable through the year. Winter floods normally last for several days (see  $FDur$  in Table 2), being influenced by snow-melt processes at relatively low altitudes. Duration is reduced in the other seasons, reaching its minimum on summer where floods do not last more than 8h, being characterised by convective-localised thunderstorms. These patterns are also observed in other Mediterranean mountainous catchments such as Vallcebre (Gallart et al., 2002).

#### 2.4.1.3 Sediment transport

Flood-based  $SSC_{mean}$  was 91 mg l<sup>-1</sup> ( $\sigma = 0.12$  mg l<sup>-1</sup>, Table 2, Figure 14B). Maximum  $SSC_{mean}$  was registered on 15<sup>th</sup> of August 2006 (i.e. 673 mg l<sup>-1</sup>). The  $SSC_{max}$  varied between events; the highest  $SSC_{max}$  attained almost 3 g l<sup>-1</sup>, while a total of 5 floods reached concentrations exceeding 2 g l<sup>-1</sup>. These values are relatively low when compared with catchments with similar size but with different land uses and geology. For instance, in the case of the Isábena catchment López-Tarazón et al. (2012) measured concentrations up to 1 g l<sup>-1</sup> during base flows and 300 g l<sup>-1</sup> during floods. That catchment is characterised by having an area of badlands on Eocene Marls that are the main source of sediments, although it occupies a very small part of the catchment; and controls the production, transfer and transport of fine sediment through the channel network. Therefore, in such environments,  $SSC$  shifts between hydraulically to supply-limited conditions in relation to the processes occurring in the main source of materials; and, consequently, the

channel acts as source and sink of fine sediments in relation to the supply of sediments from the badlands (see López-Tarazón et al., 2011; Piqué et al., 2014) for a full description of these cycles). These patterns have also been observed in other catchments with similar characteristics, as Vallcebre and Aragües (Gallart et al., 2002; Nadal-Romero et al., 2008a). Processes in forested catchments such as the Ribera Salada are rather different. Land uses in these catchments not only controls the generation of runoff but also the erodibility of the soil that, ultimately affects erosion, sediment production, transfer and transport. These catchments are characterised by relatively low SSCs with less seasonality. Local processes control sediment availability and most of the time the catchments show a supply-limited character (e.g. Douglas et al., 1999; Bruijnzeel, 2004; Francke et al., 2008). The lack of connectivity of the sediment sources and the difficulty in generating Hortonian flows explain the low sediment production in Ribera Salada. Only unusual high magnitude events are able to produce enough runoff to connect the system with the sources of sediment (hollows, first order stream, foothill deposits). These events may also generate large floods in the channel network that, in turn, may be able to entrain river bed sediments and increase sediment availability from local sources (e.g. bank erosion; subsurface fine material once the surface armour layer of the bed is entrained).

Total flood-based suspended sediment load (*TL*) transported during the study period (2005–2008) is around 780 Mg. Sediment transport presents a high intra-annual variability (Figure 17; Table 3): 75% of the *TL* was transported between November 2007 and November 2008. Inter-annual variability is also notable, as it can be seen in the annual summaries in Table 3. Single events are capable to transport up to the 24% of the *TL* during the whole study period. The flood event occurred on May 25<sup>th</sup> 2008 is an example of this; this flood transported 188 Mg, 1/3 of the annual *TL*.

The specific sediment yield in the Ribera Salada is 2.2 Mg km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>. This value is very low when compared with other Mediterranean catchments. For instance, according to Vanmaercke et al. (2012a) the sediment yield of Mediterranean catchment with catchment areas between 10 and 100 km<sup>2</sup> varies between 0.9 and 3000 Mg km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>. Back to high dynamic Mediterranean catchments such the Isábena, López-Tarazón et al. (2012) reported an average sediment yield of 530 Mg km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>, while Mano et al. (2009) estimated an average yield of 383 and 381 Mg km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup> on the Asses and Bléone catchments in France (657 and 905 km<sup>2</sup>, respectively). Our observations point out the low geomorphological activity of the Ribera Salada.

## 2.4.2 RELATIONS BETWEEN PRE-EVENT CONDITIONS, RAINFALL AND RUNOFF

In this section we first explore the correlation between pre-event conditions, rainfall and runoff variables by means of statistical coefficients. Later, we perform a multivariate analysis between these variables taking as dependent the ones related to runoff.

Table 4 shows the Pearson correlation matrix between pre-event conditions, rainfall and runoff variables. Here we only describe and discuss the main statistically significant correlations that we have found. Total flood duration ( $Fdur$ ) shows the highest degree of correlation; this variable is positively correlated with rainfall duration ( $Pdur$ ) and negatively with water temperature at  $ISTS$ , implying that the duration of the event increases with rainfall duration, and that floods tend to be longer in colder periods (winter).

In turn, rainfall duration ( $Pdur$ ) is correlated with antecedent flood base flow ( $Q_b$ ). Antecedent rainfall conditions expressed as the rainfall during the seven days before the flood (i.e.  $Pd7$ ), correlates with  $Q_m$  and with RC. The strength of the correlations increases in the Fred sub-catchment ( $FR$ ); a fact that indicates that the hydrological response in this sub-catchment have a greater impact on the hydrological response of the whole of the catchment. Correlation obtained for the Canalda sub-catchment ( $CA$ ) is clearly influenced by the high porosity of its headwater soils and rocks, as discussed before. The Canalda sub-catchment has important fractures and karsification, facilitating water percolation to the Fred sub-catchment through a tilted syncline (Gil and Núñez, 2003). Interestingly, the peak discharge ( $Q_p$ ) is correlated with the antecedent rainfall at the three sub-catchments and also with the kinetic energy in the Fred sub-catchment. Finally, the intensity and the kinetic energy of the rainfall recorded in the three sub-catchments are statistically correlated with the  $Q_p/Q_0$ .

A multivariate analysis between pre-event conditions, rainfall and runoff variables was also performed (Table 5). Only the variables that are statistically significant are presented. A total of 8 flood-based runoff variables were correlated with the 2 pre-event condition variables and with a total of 8 rainfall variables. In this particular case, as explained in the methods section, the multivariate regression describes the independent contribution of each variable to the magnitude of the dependent variable. The major limitation of this regression technique is that it can only determine the relationships but it does not inform on the underlying causal mechanism. In the Ribera Salada, the coefficients of determination ( $r^2$ ) of the multivariate regressions vary between 0.27 and 0.91. The average value for all equations is 0.65. This value is not extremely high but, in the range, found others mountainous Mediterranean catchments (e.g. Isábena catchment with an average of 0.52; Lopez-Tarazon et al., 2010). The forms of the equations are presented in Table 5. Here we only highlight some of the main results.

Table 4. Pearson correlation matrix between pre-event conditions and rainfall, with runoff variables (see Table 1 for the abbreviations of the variables).

Runoff variables	Pre-event variables		Rainfall variables													
	$T^{\circ}$ -ISTS	$Q_0$	$Pdur$	$Pd$	$Imax_{60}$ -CA	$Imax_{60}$ -IN	$Imax_{60}$ -FR	$Ecl_{60}$ -CA	$Ecl_{60}$ -IN	$Ecl_{60}$ -FR	$Pd7$ -CA	$Pd7$ -IN	$Pd7$ -FR	$Pd1$ -CA	$Pd1$ -IN	$Pd1$ -FR
$Fdur$	<b>-0.47</b>	0.01	<b>0.71</b>	0.25	-0.05	-0.30	-0.23	0.05	-0.23	-0.11	-0.01	-0.11	-0.07	0.28	-0.04	0.13
$TR$	-0.14	<b>0.70</b>	<b>0.40</b>	0.30	-0.03	-0.15	0.04	0.03	-0.12	0.06	<b>0.33</b>	0.21	<b>0.33</b>	<b>0.34</b>	0.09	0.26
$Qp$	0.12	<b>0.77</b>	0.07	0.20	0.10	0.12	0.31	0.09	0.17	<b>0.32</b>	<b>0.44</b>	<b>0.39</b>	<b>0.47</b>	0.21	0.15	0.25
$Qm$	-0.04	<b>0.94</b>	0.13	0.05	-0.04	-0.12	0.14	-0.04	-0.11	0.14	<b>0.48</b>	<b>0.38</b>	<b>0.51</b>	0.07	0.00	0.05
$Qb$	-0.24	<b>0.67</b>	<b>0.49</b>	0.25	0.00	-0.23	0.03	0.06	-0.21	0.11	0.28	0.14	0.27	0.30	0.01	0.16
$RC$	-0.13	<b>0.78</b>	0.11	-0.15	-0.10	-0.23	0.01	-0.08	-0.19	0.01	<b>0.47</b>	<b>0.42</b>	<b>0.50</b>	-0.14	-0.15	-0.11
$Qp/Q_0$	<b>0.42</b>	-0.22	-0.16	0.21	<b>0.42</b>	<b>0.50</b>	0.30	<b>0.47</b>	<b>0.56</b>	<b>0.39</b>	0.03	0.07	0.01	0.22	0.25	0.28
$FI$	0.28	0.01	-0.15	-0.20	0.04	-0.05	0.18	-0.00	-0.02	0.09	<b>0.34</b>	0.23	<b>0.34</b>	-0.17	-0.13	-0.18

Bold marked correlations are significant at  $p < 0.01$ ;  $n=66$  (Casewise deletion of missing data)

Table 5. Multivariate statistical analysis between pre-event conditions, rainfall and runoff variables. Variables that do not statistically explain the variability of the equation are not included in this table (see Table 1 for the abbreviations of the variables).

Runoff variables	beta coefficients									
	Pre-event variables		Rainfall variables							
	$T^{\circ}$ -ISTS	$Q_0$	$Pdur$	$Pd$	$Ecl_{60}$ -CA	$Ecl_{60}$ -IN	$Pd7$ -FR	$Pd1$ -CA	$Pd1$ -IN	$Pd1$ -FR
$Fdur$	-0.213		0.619							
$TR$		0.696	0.221					0.241		
$Qp$		0.715				0.412	0.176	0.253		
$Qm$		0.945						0.101	0.12	
$Qb$		0.618	0.452							
$RC$		0.798								
$Qp/Q_0$		-0.291		-0.414	0.525	0.545	0.345			0.465
$FI$	0.288	-0.304					0.487			

Variable	Equation	$r^2$
$Fdur =$	$21.9993 - 1.6356 \times T^{\circ} - ISTS + 3.0364 \times Pdur$	0.54
$TR =$	$-0.0671 + 0.070 \times Q_0 + 0.0028 \times Pdur + 0.0024 \times Pd1 - CA$	0.68
$Qp =$	$-0.6014 + 1.6170 \times Q_0 + 0.0130 \times Ecl_{60} - IN + 0.0200 \times Pd7 - FR + 0.0559 \times Pd1 - CA$	0.79
$Qm =$	$-0.1308 + 1.2350 \times Q_0 + 0.0129 \times Pd1 - CA + 0.010 \times Pd1 - IN$	0.91
$Qb =$	$-0.0392 + 0.0619 \times Q_0 + 0.0057 \times Pdur$	0.64
$RC =$	$-1.9215 + 6.9121 \times Q_0$	0.64
$Qp/Q_0 =$	$1.4229 - 1.1052 \times Q_0 - 0.1747 \times Pd - 0.0376 \times Ecl_{60} - CA + 0.0289 \times Ecl_{60} - IN + 0.0662 \times Pd7 - FR + 0.1894 \times Pd1 - FR$	0.72
$FI =$	$-3.1717 + 0.3319 \times T^{\circ} - ISTS - 1.5368 \times Q_0 + 0.12419 \times Pd7 - FR$	0.27

The multivariate regression with the highest coefficient of determination is the one associated with the mean flood-based discharge. The  $Q_m$  has a strong correlation with the base flow and the antecedent rainfall conditions at the Canalda and the Inglabaga sub-catchments. Although these three variables explain a great proportion of the variability of the  $Q_m$ , the *beta* coefficients show that the base flow is the variable that has more weight in the resultant equation. The relevant role of  $Q_m$  is found in the majority of the obtained equations. The peak discharge ( $Q_p$ ) is statistically correlated with 4 variables. The base flow still the one with the highest weight on the equation although rainfall intensity in the Inglabaga sub-catchment presents also a significant weight followed by the antecedent conditions in the Canalda and in the Fred sub-catchments.  $TR$  and  $Q_b$  define the total volume of superficial runoff and groundwater, respectively. Results show that, in both cases, the multivariate equations are capable to explain more than 60% of the variance of the dependent variable. The total runoff is again directly proportional to the initial state of the catchment, the duration of the rainfall event and the contribution from the Canalda sub-catchment (Table 5). These results, together with the previous analysis, show that the conditions of the river just at the beginning of the event (expressed by the base flow) determine the degree of hydrological susceptibility of the system. In summer, high intensity rainfall events determine the magnitude of the flows, while in winter and the beginning of spring the amount of rainfall is the variable that dominates the magnitude of  $Q_p$ .

The role of the base flow on the hydrological response of the Ribera Salada at *ISTIS* is similar to the observed in previous studies by, for instance, Cosandey (1980, 1988). In these early studies, she found that the magnitude of the flood events in a humid temperate catchment was highly correlated to the base flow prior to the flood, being directly influenced by saturated areas. The influence of the base flow in the Ribera Salada decreases during winter and summer months when respectively low temperatures and high rainfall intensities reduce the normal high infiltration capacity of the catchment, as discussed above. Rainfall in the Canalda sub-catchment has a more prominent role in the volume of the floods ( $TR$ ), while the intensity of the precipitation in the Fred sub-catchment has a direct influence on the magnitude of the peak discharges ( $Q_p$ ).

### **2.4.3 RELATIONS BETWEEN RAINFALL AND SEDIMENT TRANSPORT**

Selected rainfall variables were correlated with sediment transport variables. Table 6 shows the Pearson correlation matrix indicating the degree of significance of the correlations. The total sediment load ( $TL$ ) at *ISTIS* is highly correlated with the total rainfall ( $Pd$ ) and the precipitation recorded during the first day of the event ( $Pd1$ ) in the Fred and Canalda sub-catchments.  $SSC_{max}$

has a statistically significant correlation with  $Imax_{60}$  and  $Ecl_{60}$  in the Inglabaga sub-catchment. These correlations indicate that this sub-catchment acts as an important source of sediments at the flood-scale, and that rainfall intensity and erosivity, and the precipitation of the first day of the event at the Inglabaga catchment determine the magnitude of the suspended sediment concentrations. The highest  $SSC_{max}$  are obtained during convective rainfall events with a high sedimentary response.  $SSC_{mean}$  follows a similar pattern, being correlated with the precipitation of first day of the event in the Inglabaga sub-catchment, and with rainfall intensity and kinetic energy in the Fred and Inglabaga sub-catchments. These results point out the role of the Inglabaga and Fred sub-catchments in acting as the main sediment source at *ISTS*. The proximity and characteristics of these two catchments (i.e. main land use is agriculture together with pasture and shrubs with a relatively high structural connectivity) play a key role in controlling sediment availability and the magnitude of the concentrations. However, in the Canalda sub-catchment, the higher infiltration capacity of the soils, together with the length of the channel network (i.e. distance to *ISTS*), reduces its role in supplying fine sediments at the flood-scale. This limitation is exacerbated in summer when convective storms with short durations do not have the capacity (and duration) to transfer the sediments to the downstream end of the study site. However, the total load of a given flood ( $TL$ ) is correlated with the amount of rainfall at the two largest sub-catchments Fred and Canalda, what explains the hydraulically driven character of the catchment with relatively low sediment production. In turn, the relatively small area of the Inglabaga sub-catchment might be the reason of the no significant correlation between rainfall on this catchment and the total load at *ISTS* ( $TL$ ).

A multivariate analysis between rainfall and sediment transport variables has been performed. Results are presented in Table 7. Only the variables that are statistically significant are presented. The coefficients of determination of the regression equations vary between 0.30 and 0.51. The variable that presents the highest coefficient of determination is  $SSC_{mean}$ . This variable is controlled by three rainfall variables, having the three of them ca. the same weight on the general equation (i.e. similar beta coefficients). In this equation, the negative sign of the beta coefficient for the rainfall registered during the first day of the event at the Canalda catchment ( $Pd1-CA$ ) indicates, again, the low sedimentary activity in this catchment. This variable was not correlated on the Pearson analysis presented in Table 6; however, when all variables are analysed together this has a significant weight on the resulting multivariate analysis. As discussed above, the Pearson correlation matrix indicated that Canalda supplies the water required to transport the majority of the sediment that is supplied from the Fred and

Table 6. Pearson correlation matrix between rainfall and sediment transport variables (see Table 1 for the meaning of the abbreviations).

Sediment transport variables	Rainfall variables													
	<i>Pdur</i>	<i>Pd</i>	<i>Pd7-CA</i>	<i>Pd7-IN</i>	<i>Pd7-FR</i>	<i>Pd1-CA</i>	<i>Pd1-IN</i>	<i>Pd1-FR</i>	<i>Imax<sub>60</sub>-CA</i>	<i>Imax<sub>60</sub>-IN</i>	<i>Imax<sub>60</sub>-FR</i>	<i>Ecl<sub>60</sub>-CA</i>	<i>Ecl<sub>60</sub>-IN</i>	<i>Ecl<sub>60</sub>-FR</i>
<i>TL</i>	0.25	<b>0.42</b>	0.26	0.15	0.23	<b>0.45</b>	0.21	<b>0.40</b>	0.05	0.07	0.20	0.07	0.12	0.26
<i>SSC<sub>max</sub></i>	-0.18	0.17	0.14	0.15	0.11	0.13	0.25	0.26	0.06	<b>0.45</b>	0.29	-0.03	<b>0.49</b>	0.30
<i>SSC<sub>mean</sub></i>	-0.24	0.13	0.14	0.16	0.14	0.04	<b>0.35</b>	0.28	0.04	<b>0.49</b>	<b>0.39</b>	-0.06	<b>0.53</b>	<b>0.41</b>

Marked correlations are significant at  $p < 0.010$ ;  $n=66$  (Casewise deletion of missing data)

Table 7. Multivariate statistical analysis between rainfall and sediment transport variables. Variables that do not statistically explain the variability of the equation are not included in this table (see Table 1 for the abbreviations of the variables).

Sediment transport variables	$\beta$ coefficients for rainfall variables				
	<i>Pd7-CA</i>	<i>Pd7-FR</i>	<i>Pd1-CA</i>	<i>Pd1-FR</i>	<i>Ecl<sub>60</sub>-IN</i>
<i>TL</i>		0.289	0.514		
<i>SSC<sub>max</sub></i>	0.236				0.558
<i>SSC<sub>mean</sub></i>			-0.500	0.603	0.462

Variable	Equation	$r^2$
<i>TL</i> =	$-16.972 + 0.5152 \times Pd7-RF + 1.773 \times Pd1-CA$	0.30
<i>SSC<sub>max</sub></i> =	$0.087391 + 0.0068 \times Ecl_{60}-IN + 0.0090 \times Pd7-CA$	0.33
<i>SSC<sub>mean</sub></i> =	$0.0481 + 0.0009 \times Ecl_{60}-IN - 0.0072 \times Pd1-CA + 0.0095 \times Pd1-RF$	0.51



Inglabaga sub-catchments. These two catchments, in turn, control the magnitude of  $SSC_{max}$ . The negative influence of  $Pd1$  in Canalda to the  $SSC_{mean}$  indicates that, while the Inglabaga and Fred sub-catchments control the amount of sediment supplied to the channel network, the observed precipitation during the first day of the event in Canalda exerts an important dilution effect, contributing to a reduction of the magnitude of  $SSC_{mean}$  at  $ISTS$ .

#### 2.4.4 RELATIONS BETWEEN RUNOFF AND SEDIMENT TRANSPORT

Table 8 shows the Pearson correlation matrix between runoff and sediment transport variables. Flood-based total sediment load ( $TL$ ) is statistically correlated with five of the variables. The highest correlation is given by the peak flow, a fact that indicates the hydraulic influence on the total suspended sediment load. Maximum  $SSC$  is driven mainly by flood intensity, expressed by the peak discharge, by the proportion of the peak in relation to the base flow and by flashiness (i.e. the speediness of the flow raising the peak of hydrograph). Similar results were observed for the mean  $SSC$  although in this case the peak discharge and the proportion of the peak in relation to the base flow have higher correlation values.

Table 8. Pearson correlation matrix between runoff and sediment transport variables (see Table 1 for the meaning of the abbreviations).

Sediment transport variables	Runoff variables							
	$Fdur$	$TR$	$Q_p$	$Q_m$	$Q_b$	$RC$	$Q_p/Q_b$	$FI$
$TL$	0.08	<b>0.67</b>	<b>0.79</b>	<b>0.64</b>	<b>0.62</b>	<b>0.31</b>	0.21	0.07
$SSC_{max}$	-0.21	-0.01	<b>0.37</b>	0.10	-0.08	-0.09	<b>0.48</b>	<b>0.32</b>
$SSC_{mean}$	-0.28	-0.05	<b>0.49</b>	0.20	-0.14	-0.10	<b>0.57</b>	<b>0.32</b>

Marked correlations are significant at  $p < 0.0100$ ;  $n=71$  (Casewise deletion of missing data)

The multivariate analysis for the three sediment transport variables provides determination coefficients between 0.53 and 0.84. The results of the beta coefficients and the final form of the equations are shown in Table 9. In general, these results evidence that runoff variables are, in general, better correlated with sedimentary dynamics. The total suspended sediment load ( $TL$ ) is mainly correlated (i.e. largest beta coefficients) with total runoff ( $TR$ ) and, to a lesser extent, with flood peak ( $Q_p$ ) and the total volume of base flow during the flood ( $Q_b$ ). Additionally, the multivariate model is also influenced, following in this case a negative relation, by  $Fdur$ ,  $Q_m$  and  $RC$ . The negative sign of these coefficients may indicate both that the catchment is generally supply limited and that an increase of the total runoff does not necessarily generate a proportional increase of the sediment load. This situation is more common in winter where  $RC$  and  $Fdur$  are greater, and also during the spring where the sequence of rainfall episodes causes an exhaustion of the available sediments. The multivariate equation for  $SSC_{max}$  is determined by peak and mean discharges, and the total volume of base flow during the flood, indicating, again,

that the magnitude of SSCs is hydraulically driven. Flood intensity increases SSCs magnitude, while high water yield dilutes sediment concentration.

Table 9. Multivariate statistical analysis between runoff and sediment transport variables. Variables that do not statistically explain the variability of the equation are not included in this table (see Table 1 for the abbreviations of the variables).

Sediment transport variables	<i>beta</i> coefficients for runoff variables					
	<i>Fdur</i>	<i>TR</i>	<i>Q<sub>p</sub></i>	<i>Q<sub>m</sub></i>	<i>Q<sub>b</sub></i>	<i>RC</i>
<i>TL</i>	-0.354	0.819	0.681	-0.392	0.259	-0.417
<i>SSC<sub>max</sub></i>			1.419	-0.975	-0.229	
<i>SSC<sub>mean</sub></i>			1.453	-0.867	-0.4014	

Variable	Equation	<i>r</i> <sup>2</sup>
<i>TL</i> =	$-1.757-0.254 \times Fdur-241.02 \times TR+10.58 \times Q_p-10.56 \times Q_m+87.69 \times Q_b-1.599 \times RC$	0.84
<i>SSC<sub>max</sub></i> =	$0.1879+0.552 \times Q_p-0.657 \times Q_m-1.874 \times Q_b$	0.53
<i>SSC<sub>mean</sub></i> =	$0.0416+0.095 \times Q_p-0.098 \times Q_m-0.552 \times Q_b$	0.63

#### 2.4.5 RELATIONS BETWEEN PRE-EVENT CONDITIONS, RAINFALL, RUNOFF AND SEDIMENT TRANSPORT

In this section we present the multivariate analysis between pre-event conditions, rainfall, runoff and sediment transport variables. Pre-event conditions, runoff and sediment transport variables correspond to the ones registered at *ISTS*, whereas rainfall variables are derived from spatially distributed data (i.e. radar rasters) obtained at multiple spatial and temporal scales, and from local data based on the measurements taken at the rainfall monitoring stations (see Figure 13 and Table 1). Therefore, the objective is to derive multivariate equations that statistically predict the sedimentary response of the system in terms of *TL*, *SSC<sub>max</sub>* and *SSC<sub>mean</sub>*. In order to test the predictive power of the resultant equations, a total of 9 floods (17% of the total) were excluded from the analysis and used as a validation data set. These nine floods were randomly selected i.e. three floods per study year form the validation data set.

Multivariate results are presented in Table 10. The coefficient of determination of the three equations ranges between 0.54 and 0.94. Statistically, *TL* is the variable that can be better predicted by the multivariate equation. A total of 5 variables (4 related to runoff and 1 related to rainfall) form the equation. Again, as explained above, the amount of water in the system, expressed by the base flow, the runoff coefficient and the duration of the rainfall have a negative influence on the *TL*. This is related to the supply limited character of the catchment. More water implies dilution and a proportional decrease of the *TL* during a given flood. The volume of runoff is the variable presenting more weight in the equation. Mean monthly *TL* is presented in Figure 17. The figure shows 3 maxima; the first and most important is obtained in May (although high values are observed between the whole April–June period); the second one in August and, finally, the third in October. April, May and June are characterized by a high volume of direct

runoff that causes erosion through concentrated runoff and, ultimately, sediment availability. *RC* increases as water availability does and has an inverse effect on the total load registered at *ISTS*. This process is controlled by changes on sediment availability and exhaustion. On August, floods have little runoff, with low base flows and *RC*. These floods are caused by convective rainfall storms (i.e. short and highly intense episodes). The flashiness during these storms is important and peak flows have high magnitude. The location of the maximum kinetic energy of the rainfall is concentrated in the valley bottom and shows an altitudinal negative gradient (i.e. the energy is reduced as altitude is gained). Therefore, rain erosivity, and thus the potential for sediment production, is basically concentrated in the low parts of the catchment. Some of the sediment eroded from upstream does not reach the outlet of the catchment due to the short duration of summer floods. These materials are deposited in the channel network and will be mobilised in subsequent flood events. Therefore, sediment availability will be determined by the location of rainfall events and their intensity and duration. Only three floods were observed in October during the study period. Although this small number of observations, results pointed out that *TL* in this period could be highly controlled by local sources of sediments attributed to summer processes. Between December and January a significant runoff contribution in each flood (*TR*) is observed. However, the small magnitude of the peak flows and the long duration of the rainfall decrease the *TL* registered at *ISTS*. As discussed above, the high number of freezing days frost and the lack of high rainfall intensities during this period control the erodibility of the soils and the erosivity of the rainfall, ultimately decreasing the *TL*.

Table 10. Multivariate analysis between pre-event, rainfall, runoff and sediment transport variables (see Table 1 for abbreviations). Variables that do not statistically explain the variability of the equation are not included in this table.

Sediment transport variables	<i>Beta</i> Coefficients								
	Pre-event variable	Rainfall variables				Runoff variables			
	<i>Q<sub>0</sub></i>	<i>Pdur</i>	<i>Pd</i>	<i>Pd1-CA</i>	<i>Ecl<sub>60-CA</sub></i>	<i>TR</i>	<i>Q<sub>p</sub></i>	<i>Q<sub>m</sub></i>	<i>RC</i>
<i>TL</i>	-0.347	-0.141				1.089	0.455		-0.376
<i>SSC<sub>max</sub></i>					-0.221		1.555	-1.256	
<i>SSC<sub>mean</sub></i>			1.013	-1.11		-0.369	1.431	-0.806	

Variable	Equation	<i>r</i> <sup>2</sup>
<i>TL</i> =	1.905-12.244× <i>Q<sub>0</sub></i> -0.63× <i>Pdur</i> +379.544× <i>TR</i> +7.094× <i>Q<sub>p</sub></i> -1.53× <i>RC</i>	0.94
<i>SSC<sub>max</sub></i> =	0.283-0.004× <i>Ecl<sub>60-CA</sub></i> -0.602× <i>Q<sub>p</sub></i> -0.842× <i>Q<sub>m</sub></i>	0.54
<i>SSC<sub>mean</sub></i> =	0.020+0.016× <i>Pd</i> -0.016× <i>Pd1-CA</i> -0.535× <i>TR</i> +0.093× <i>Q<sub>p</sub></i> -0.09× <i>Q<sub>m</sub></i>	0.75

The multivariate equation for the *SSC<sub>max</sub>* explains 54% of the variance. Peak flow (*Q<sub>p</sub>*) is the most important factor controlling *SSC<sub>max</sub>*. In contrast, the mean flood discharge (*Q<sub>m</sub>*) and the kinetic energy in the Canalda sub-catchment implies a reduction of the magnitude of *SSC<sub>max</sub>*. Although we do not have a clear evidence on the reasons of the inverse relation between the kinetic energy at Canalda and *SSC<sub>max</sub>* at *ISTS*, we hypothesize that this is attributed to the fact

that the high energy in the Canalda sub-catchment implies that rainfall is concentrated in the headwaters of the catchment rather than in the lowermost reaches, areas that are considered the main source of sediments. Consequently, as discussed above, the sediment production in Canalda during these events is rather low and affects inversely the  $SSC_{max}$ . Finally, the multivariate analysis for the mean suspended sediment concentration ( $SSC_{mean}$ ) explains 74% of the variance, where the peak discharge ( $Q_p$ ) and the total volume of precipitation of the event ( $Pd$ ) have a positive weight in the equation. The sign and weight of the rest of the variables reinforce the dilution effect that has been presented and discussed in the previous sections. The predictive power of the equations presented in Table 10 is assessed by means of the observations obtained for the nine floods that were not included in the multivariate analysis (3 per each hydrological year). Table 11 presents the observed (i.e. *Obs*) and estimated (i.e. *Est*) values per each of these floods. Additionally, the upper and lower 95% confidence bounds (statistical intervals) have been calculated. The residual (i.e. *Res.*) of each variable ( $Obs - Est$ ) is calculated and compared with the confidence interval. The percentage of error (% error) per each variable and flood is calculated based on the observed and residual values (i.e.  $Res/Obs$  expressed in %). Residuals are highly variable (Figure 18). Two general patterns can be observed. These are common for the three multivariate equations: (a) the predictive power of the equations is higher for low magnitude values, and (b) larger residuals are always attributed to overestimation. This exercise is limited to the number of floods used as observed values. It is worth to mention that we are not aiming at developing a general model for the Ribera Salada catchment. Here we only critically analyse the predictive power of the models. As it has been discussed in the previous sections, the intra-annual variability of the sedimentary dynamics is rather high and it is controlled by processes that operate at multiple temporal and spatial scales. Therefore, results could differ substantially if a larger data set of observed values was available but, in any case, results point out that small magnitude sediment transport dynamics could be predicted with more reasonable accuracy, while large magnitude events are still uncertain since the multiple process that interact to produce them.

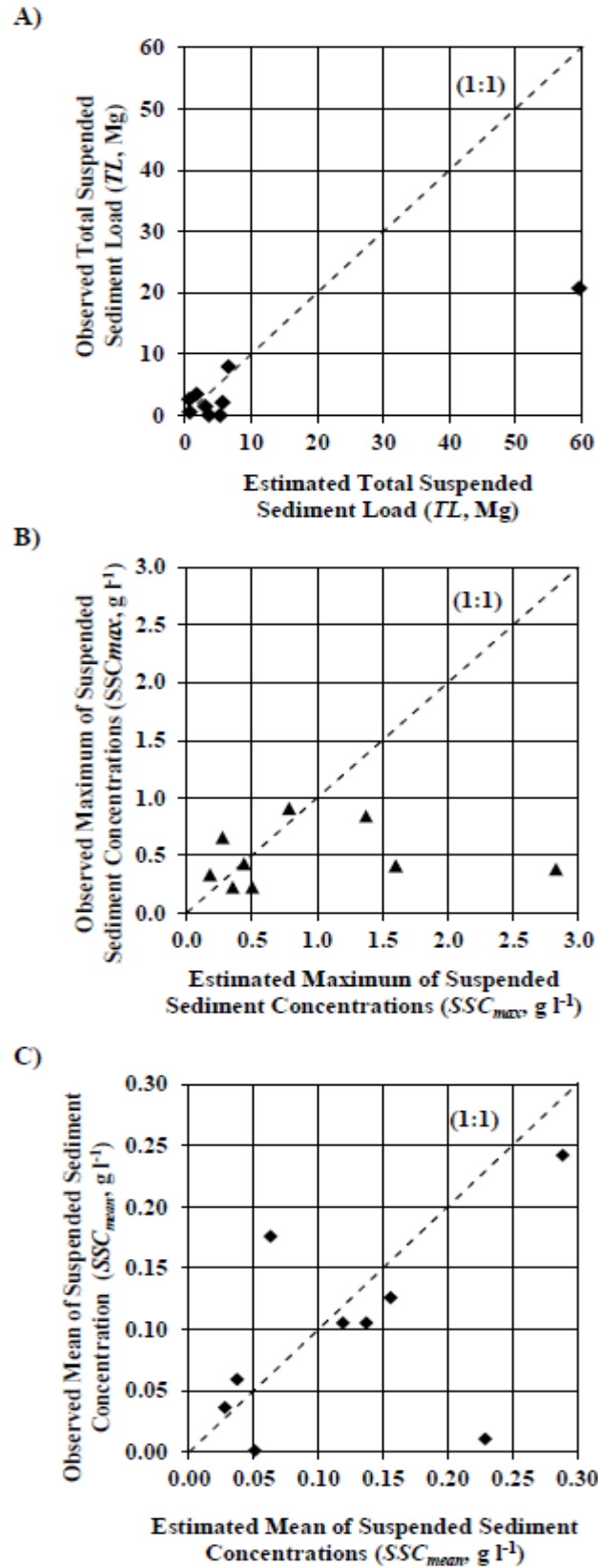


Figure 18. Flood-based relationship between Total runoff ( $TR$ ) and Total suspended sediment load ( $TL$ ) for the whole study period (2005–2008) segmented by: (A) winter, B) spring and C) summer–early autumn. Note that two different patterns are observed in spring in relation to sediment availability (see text for more discussion). Note the differences in the magnitude of the axes between figures.

Table 11. Observed (*Obs*) vs estimated (*Est*) values for the sediment transport multivariate equations. The upper and lower 95% confidence intervals (*CI*) of the equations are presented. The residual and the percentage of error provide a test of the predictive power of the equations. Results in bold indicate the residuals are higher or lower than the values of the confidence intervals. Note that the percentage the % error is calculated based on the observed and residual values (i.e. *Res/Obs*, expressed in %).

Floods	Total Sediment Transport ( <i>TL</i> in Mg)						Maximum flood-based Suspended Sediment Transport ( <i>SSC<sub>max</sub></i> in g l <sup>-1</sup> )						Mean flood-based Suspended Sediment Transport ( <i>SSC<sub>mean</sub></i> in g l <sup>-1</sup> )					
	<i>Obs.</i>	<i>Est.</i>	Lower 95% CI	Upper 95% CI	<i>Residual</i>	% error	<i>Obs.</i>	<i>Est.</i>	Lower 95% CI	Upper 95% CI	<i>Residual</i>	% error	<i>Obs.</i>	<i>Est.</i>	Lower 95% CI	Upper 95% CI	<i>Residual</i>	% error
07/04/2006	6.6	8	5.4	10.5	-1.4	21	0.79	0.91	0.71	1.11	-0.13	16	0.16	0.13	0.1	0.16	0.03	19
15/07/2006	3.1	1.5	-1.3	4.3	1.6	52	<b>1.6</b>	<b>0.41</b>	<b>0.23</b>	<b>0.59</b>	<b>1.19</b>	<b>74</b>	0.12	0.11	0.05	0.16	0.01	11
13/09/2006	0.6	2.7	-0.2	5.6	-2.1	346	0.18	0.33	0.16	0.51	-0.15	83	0.03	0.04	0	0.07	-0.01	31
11/10/2006	<b>5.7</b>	<b>2.1</b>	<b>-0.7</b>	<b>4.9</b>	<b>3.6</b>	<b>63</b>	<b>2.83</b>	<b>0.38</b>	<b>0.21</b>	<b>0.55</b>	<b>2.45</b>	<b>87</b>	<b>0.23</b>	<b>0.01</b>	<b>-0.03</b>	<b>0.05</b>	<b>0.22</b>	<b>95</b>
01/04/2007	<b>3.6</b>	<b>-2.6</b>	<b>-6.6</b>	<b>1.5</b>	<b>6.2</b>	<b>172</b>	0.35	0.22	0.06	0.39	0.13	37	0.05	0	-0.02	0.03	0.05	97
12/08/2007	<b>5.3</b>	<b>12</b>	<b>7.4</b>	<b>16.6</b>	<b>-6.7</b>	<b>126</b>	<b>0.28</b>	<b>0.65</b>	<b>0.51</b>	<b>0.8</b>	<b>-0.38</b>	<b>135</b>	<b>0.06</b>	<b>0.18</b>	<b>0.14</b>	<b>0.21</b>	<b>-0.11</b>	<b>179</b>
01/06/2008	<b>59.7</b>	<b>20.7</b>	<b>13</b>	<b>28.4</b>	<b>39</b>	<b>65</b>	<b>1.37</b>	<b>0.84</b>	<b>0.48</b>	<b>1.2</b>	<b>0.53</b>	<b>39</b>	0.29	0.24	0.18	0.31	0.05	16
11/07/2008	0.7	0.6	-3.1	4.3	0.1	17	<b>0.5</b>	<b>0.22</b>	<b>0.06</b>	<b>0.38</b>	<b>0.28</b>	<b>55</b>	0.04	0.06	0.04	0.08	-0.02	61
18/09/2008	1.7	3.5	0.4	6.6	-1.8	105	0.44	0.43	0.26	0.6	0.01	2	0.14	0.11	0.08	0.13	0.03	23

#### 2.4.6 INTRA-ANNUAL SEDIMENT TRANSPORT PATTERNS

As it has been discussed, the dynamics of the total sediment load ( $TL$ ) are clearly connected to the hydrological patterns observed in the catchment. In this section we summarize the main sediment transport patterns observed in the Ribera Salada. A total of three distinct periods can be identified: a) winter, b) spring, and c) summer–early autumn (see Figure 17). These patterns are in agreement, for instance, with the ones observed by Balasch et al. (2005). The relationship between the flood-based total sediment transport load and total runoff per each of these periods is presented in Figure 19. Following we describe and analyse the main characteristics of these periods.

a) Winter period (November to February). This is characterised as a cold period in which sedimentary dynamics are rather low or marginal. Mean flood-based  $SSC_{mean}$  for this period is  $18 \text{ mg l}^{-1}$ . A total of ca. 30 Mg were transported such months (i.e. 3.8% of the total load during the three study years). Total flood-based runoff in winter is  $0.94 \text{ hm}^3$ , representing the 28.2% of the total flood-based runoff for the whole period. Figure 19A shows the relationship between flood-based runoff and sediment load for the floods registered in this period. A statistical significant correlation is found between both variables. Rainfall intensities are low although events can be large and associated with snowmelt processes. Temperatures are most of the time below freezing and control some properties of the soils that in turn may affect the generation of runoff and the erodibility of the soil (e.g. Ollesch et al., 2005). A close eye to the sediment transport variability through the floods shows that the hysteresis loops in these events are (according to the early classification by Williams, 1989) clockwise (25%), counter-clockwise (19%), linear (19%), 8-figure (6.3%) and undefined (31%). These patterns indicate an erratic response of the catchment with always very low magnitude processes.

b) Spring period (March to June). This is the period that contributes most to the annual runoff and sediment load. We consider this as the most active hydro-sedimentary period. Suspended sediment concentrations observed during events have an intermediate magnitude (i.e. mean flood based  $SSC_{mean}=96 \text{ mg l}^{-1}$ ). The total runoff and sediment transport are around  $2.2 \text{ hm}^3$  and 572 Mg respectively, representing the 65.3% and 72.6% of the total transported for the whole period (2005–2008).  $TL$  is controlled by the relatively high  $TR$ . The Canalda sub-catchment acts as the main source of water (but low sediment), reducing mean  $SSCs$  but having a relevant contribution to the total runoff observed in  $ISTS$ , as discussed previously. Two different patterns can be seen in Figure 19B. The steeper pattern corresponds to the one dominated by relatively high magnitude events that, according to previous studies (Vericat et al., 2008; Batalla et al., 2010; Vericat and Batalla, 2010), were potentially capable to break-up the surface armour layer

of the riverbed thus increasing the availability of fine materials (from the subsurface layer), or generate localised channel erosion (from the banks). The gentle relationship is represented by the rest of floods recorded during the study period. In general, Figure 17 shows that the total sediment load during this period is the highest of all the periods while the range for the  $TR$  is considered intermediate. The hysteresis loops observed are mostly counter-clockwise (63%). At the same time, there are also clockwise (27%) hysteresis loops and linear (10%) relationships. Dominant counter-clockwise patterns in this period indicate that sediment sources are relatively far from the outlet, and maximum  $SSCs$  are registered after peak flows.

c) Summer–early autumn (July to October). This period shows the largest  $SSCs$  although the overall hydrological contribution is rather low. Mean suspended sediment concentrations observed in flood events is  $89 \text{ mg l}^{-1}$ . A total of 186 Mg were transported, a value that represents almost 1/4 of the total load for the whole study period. The total runoff in this period is around  $0.22 \text{ hm}^3$  (6.5% of the total), a fact that indicates a modest contribution to TL when compared for instance with spring. However, flood hydrographs are characterised by a rapid increase (i.e. average  $Q_p/Q_0 = 4.8$  and an average  $FI = 1.32 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ). This phenomenon can be the main cause of the high instantaneous  $SSCs$  observed in this period. Figure 19C shows the relationship between flood-based runoff and sediment load. A statistical significant correlation is found between both variables. As it can be seen, Figure 19C shows that the range of runoff values is the lowest of all the periods, a fact that suggests a low hydrological activity but a relatively high sedimentary process during this particular time of the year. The dynamics at the flood scale indicate that the majority of the floods have counter-clockwise hysteresis loops (56%), but there are also clockwise (22%), 8-figure (13%) and linear (9%) relationships.



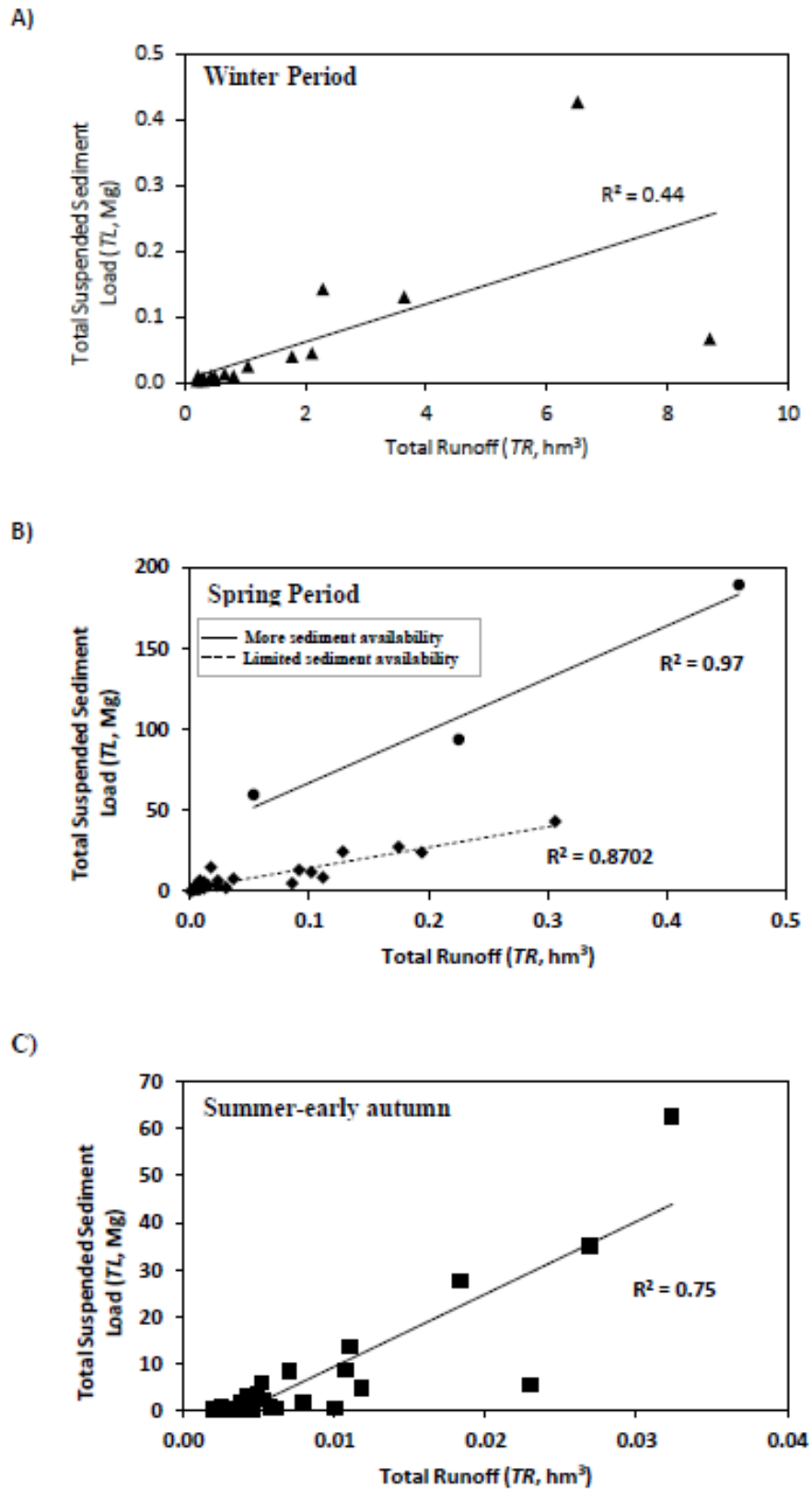


Figure 19. Flood-based relationship between Total runoff ( $TR$ ) and Total suspended sediment load ( $TL$ ) for the whole study period (2005–2008) segmented by: (A) winter, B) spring and C) summer–early autumn. Note that two different patterns are observed in spring in relation to sediment availability (see text for more discussion). Note the differences in the magnitude of the axes between figures.

## 2.5 SUMMARY AND CONCLUSIONS

In this paper we have presented the relations between rainfall, runoff and sediment transport in a Mediterranean mountainous catchment during three consecutive years. A series of statistical correlations and multivariate analyses between variables have been performed to characterise the hydro-sedimentary dynamics in this mesoscale catchment of the Southern Pyrenees. In addition, the use of radar data has been proven to be a useful tool to characterise the spatial distribution of rainfall across multiple spatial scales. These data sets are of special interest in relatively large catchments where rainfall is typically highly variable in space and time. The main findings of the study are:

1. The Ribera Salada can be divided into two main zones according to the rainfall distribution: (a) the subalpine climate zone (i.e. the top of the basin; headwaters) where the largest values of total rainfall are registered (i.e. >1000 mm), and (b) the Mediterranean zone (i.e. lowermost reach of the catchment) where the highest rainfall intensities are observed. The hydrological regime of the catchment has a seasonal pattern, with two maxima, one in spring and another, of lesser magnitude, in autumn. Runoff coefficients are overall rather low, reflecting the high interception of the land cover and the high fissuration of the substrate and, consequently, the difficulty to exceed the soil infiltration capacity. Flood-based maximum suspended sediment concentrations were higher than  $2 \text{ g l}^{-1}$  in six of the analysed floods, reaching a maximum value of around  $3 \text{ g l}^{-1}$ . The total suspended sediment load was 780 Mg (2005–2008), which represents  $2.3 \text{ Mg km}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ , pointing out the low intensity of the geomorphic processes in the catchment. The majority of the load is transported mainly during spring.

2. Most of the runoff variables in the Ribera Salada are highly correlated to the base flow prior to the event. The influence of the base flow decreases during winter and summer months, when the respective low temperatures and high rainfall intensities reduce the high infiltration capacity of the basin. Rainfall in the Canalda sub-catchment is the dominant process that controls the runoff volume of the floods, while in the case of the Fred sub-catchment the rainfall intensity has a direct influence on the magnitude of the peak discharges.

3. Maximum suspended sediment concentrations are positively correlated with the magnitude of the floods. Short but intense rainfall events prompt high suspended sediment concentrations. Contrarily, flood-based total sediment load is strongly correlated with the total direct runoff and, to a lesser extent, with the peak discharge of the event.

4. The multivariate analysis shows that total suspended sediment load is the variable that can be better predicted by a multivariate equation integrating rainfall and runoff variables. A total of 5 variables form the sediment transport equation: (a) base flow, (b) duration of the

rainfall, (c) total surface runoff, (d) peak flow and (e) the runoff coefficient. The volume of surface runoff is the variable supplying more weight to the equation. Seasonal relations between total surface runoff and total sediment transport reveals that the magnitude of sedimentary processes presents a clear seasonality that is, in turn, influenced by rainfall intensity and sediment availability.

5. Three intra-annual sediment transport patterns have been found, with each having distinct influence on the total sediment load and water yield. The first period (winter) that last from November to February carries less than 4% of the annual sediment load although yields more than 1/4 of the total runoff. This period is characterised by low rainfall intensities, low temperatures and a clear reduction of sediment availability. The second period (spring) is from March to June and represents almost 3/4 of the total sediment load and 2/3 of the water yield. Floods in this period are characterised by having highly variable sediment loads and a moderate runoff volume. Finally, the third period (summer-early autumn) moves encompasses months from July to October, representing around 1/4 of the total sediment load but only yielding 6.5% of the total annual runoff. Flood events in this period are characterised by sharp and rapid hydrographs, transporting little runoff but generating high suspended sediment concentrations.

This paper corroborates that the relationships between rainfall, runoff and sediment transport are highly in Mediterranean mountainous catchments. This variability is primarily controlled by the general physical characteristics of the basin, but the antecedent conditions and the intensity and distribution of the rainfall shape the final hydro-sedimentary response in the river. Land use and climate change may have thus an important role in modifying the cycles of water and sediment yields in this type of highly contrasted environments that will, ultimately, alter the transfer of water and sediments downstream thus the functioning of the overall fluvial ecosystem.



## *CAPÍTOL 3*

---

# *PATTERNS OF SUSPENDED LOAD HYSTERESIS IN A MEDITERRANEAN MOUNTAINOUS CATCHMENT*



*Imatge: David Estany*

## CAPÍTOL 3. PATTERNS OF SUSPENDED LOAD HYSTERESIS IN A MEDITERRANEAN MOUNTAINOUS CATCHMENT

L'objectiu d'aquest capítol és analitzar la dinàmica del transport de sediments en suspensió a escala de riuada en una conca mediterrània forestal de mitja muntanya amb la finalitat d'identificar les principals relacions existents entre concentració de sediments i cabal, la variabilitat d'aquestes i els factors que la controlen. Aquest capítol està relacionat amb l'Objectiu Específic 2 de la tesi (OE2).

Els resultats han estat enviats a una revista internacional indexada al JCR-SCI (veure detalls al quadre resum més avall). Es tracta d'una publicació que no s'ha utilitzat en cap altra tesi doctoral, i en la que el primer autor és també l'autor d'aquesta tesi doctoral. El capítol s'estructura seguint els continguts de l'article: base lògica del treball (*rationale*), objectiu, descripció de l'àrea d'estudi i dels mètodes, resultats i discussió i, finalment, conclusions. El capítol és manté en l'idioma original de la publicació.

*Results of this chapter have been submitted in the following journal:*

*IF (JCR-SCI, 2019): 1.122*

*Subject Area and Category: Earth and Planetary Sciences; Q2*

*Tuset, J., Vericat, D., Batalla, R., 2020. Patterns of suspended load hysteresis in a Mediterranean mountainous catchment. Zeitschrift für Geomorphologie.*

### 3.1 RATIONALE

The interactions between hydrologic and sedimentary dynamics in fluvial catchments define not only the balances between physical processes (e.g. Lane, 1955), but also interfere on the ecological status and the availability and characteristics of habitats (e.g. Sambrook Smith, 2007). Sediment evacuation in rivers is not a constant process over time; usually it takes place during short periods of time, i.e. individual and competent flow events or floods. The competence of the flow, along with sediment availability, explains part of the sediment transport dynamics. In the case of the fine-grained sediment, the export of this material also depends on the supply from upstream sources. The knowledge about the role of sediment sources is essential to manage fluvial systems, even more when sediment budgets are dominated by suspended sediment (Webb, et al., 1995), as in the case of Mediterranean catchments. The characteristics of source areas (e.g. bare slopes, pastures, growing areas, etc.) are essential to understand the processes behind their mobilization (e.g. sheet erosion, channel erosion; Walling, 2013). An extreme example of this is the River Isábena (Southern Pyrenees), where the sediments generated in badlands control the export of sediment in the catchment (445 km<sup>2</sup>). In this case, although the area occupied by badlands is only the 1% of the catchment, the majority of sediments are produced in these landscapes, generating instantaneous suspended sediment concentrations up to 350 g l<sup>-1</sup> at the outlet of the catchment and a mean specific yield of 414 Mg km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup> (López-Tarazón et al., 2009). This value is above the average production of nearby catchments or other Mediterranean catchments with similar area. Besides the type of soils and the presence of highly erodible landscapes such as badlands, the percentage of vegetated cover is also very important. For instance, according to an early study by Dieckmann et al. (1989), an increase of 30% of the vegetated cover can cause a reduction of up to 90% of the sediment production.

The analysis of flood-based suspended sediment transport-discharge relations offers the possibility to understand the role of the source areas and sediment availability on the sediment fluxes in a giving point, inferring on how the catchment works and conditions the export of sediment through time. These relations are influenced by the intensity and distribution of the rainfall, runoff generation, and the spatial and temporal changes on sediment production-transfer-storage-mobilization-depletion processes (G.P. Williams, 1989). Most of the times, the relations between discharge ( $Q$ ) and suspended sediment concentration ( $SSC$ ) are not lineal, producing different suspended load hysteresis patterns. These relations have been studied for many authors (e.g. Olive and Rieger, 1985; Williams, 1989; Asselman, 1999; Brasington and Richards, 2000; Lawler et al., 2006). The first classification of hysteresis loops was proposed by

Williams (1989), who distinguished a total of five classes: single-valued line, clockwise loops, counterclockwise loops, single line plus a loop, and figure-of-eight loops. Results from previous studies (e.g. Rovira and Batalla, 2006; Grenfell and Ellery, 2009; Smith and Dragovich, 2009; Oeurng et al., 2010; Navratil et al., 2012) indicated, however, that  $Q$ -SSC hysteresis may respond to multiple processes acting at different scales. Therefore, it is doubtful to infer to the major processes acting in a catchment with just  $Q$ -SSC relations, especially when measurements are conducted for short periods time (Esteves et al., 2019). Additionally to the temporal scale in which these relations are analysed, Misset et al. (2019) argued the need of measurements made on several contrasted catchments. Long-term data sets from contrasted landscapes can improved our knowledge in terms of the role of the configuration of sediment sources (e.g. land use, slope, lithology etc.) on the shape of the sediment load hysteresis and, consequently, improve our understanding of the temporal and spatial variability of these  $Q$ -SSC relations. At our knowledge, there is a gap of studies trying to understand the temporal variability of the suspended sediment-discharge relations in meso-scale Mediterranean catchments with predominant undisturbed forest cover.

## **3.2 OBJECTIVE**

Within this context, this paper aims at analysing the temporal variability of  $Q$ -SSC relations in a meso-scale Mediterranean mountain catchment (The Ribera Salada, Southern Pyrenees) during three consecutive years (2005-2008). Additionally, relations between rainfall,  $Q$  and  $SSC$  are analysed at multiple temporal scales with the objective to infer on the main causes determining the observed hysteresis patterns. Rainfall data, obtained from radar images (see Tuset et al., 2020) allow representing spatial-distributed rain-fields for a better characterisation of rainfall. The Ribera Salada offers an opportunity to analyse sedimentary dynamics in non-regulated and less-erodible mountain catchments in the Mediterranean and assess the patterns and variability of suspended load hysteresis.

## **3.3 STUDY AREA AND METHODS**

### **3.3.1 STUDY AREA**

#### **3.3.1.1 The Ribera Salada catchment**

The Ribera Salada is a meso-scale Mediterranean mountain catchment located in the Southern Pyrenees (NE Iberian Peninsula; Figure 20). It occupies an extension of 224 km<sup>2</sup> before flowing into the Segre River at the Reservoir of Rialb. The Segre River is a major tributary of the Ebro River (85,362 km<sup>2</sup>).



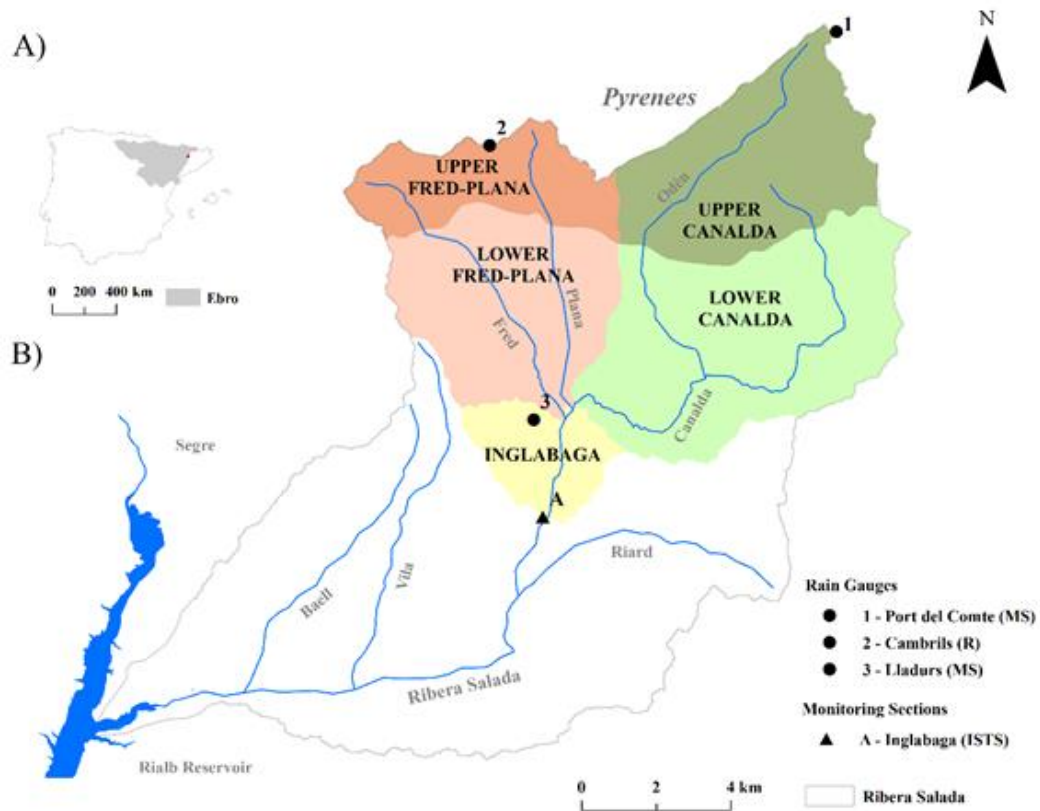


Figure 20 (A) Location of the Ribera Salada in the Ebro catchment (NE Iberian Peninsula). (B) Location of Ribera Salada control points: Inglabaga Sediment Transport Station (*ISTS*), the Meteorological Stations (*MS*) and the Rain Gauge (*R*) of the study area. The study area is composed of five sub-catchments: Upper Canalda, Lower Canalda, Upper Fred-Plana Rivers, Lower Fred-Plana Rivers and Inglabaga. Canalda and Fred-Plana catchments were each divided into two hydrological subunits (i.e. Upper and Lower) according to the predominant material (i.e. limestone or conglomerate), since this feature controls the hydrological response.

Folded Triassic to Eocene limestone layers (i.e. formation with porosity and karstification fracturing), marls and some evaporites (i.e. gypsum and salt) dominate the headwaters, whereas the central and lower parts of the catchment comprise an extensive deformed Eocene–Oligocene molassic sequence at the bottom of a thrust-fold belt. The catchment lies mostly on conglomerate and supports sandy–loamy soils; the erosion processes are rather limited under normal rainfall. The soils are thin (i.e. less than 50 cm over the 75% of the area) and stony (i.e. > 20% over the 50% of the surface) (Verdú et al., 2000). This implies a low soil water retention capacity. The 90% of the catchment is occupied by forest (i.e. 78% wood; 9% shrubs; 3% pastures) while agricultural lands represent the remaining 10%; main forest species are *Pinus pinea* and *Pinus sylvestris* and they occupy 39% and 22% of the catchment, respectively.

The climate of the catchment is subalpine in the headwaters and Mediterranean in the valley. The altitudinal variation of rainfall ranges from 600 mm yr<sup>-1</sup> in the valley bottom (i.e. 420 m a.s.l.) to more than 1000 mm yr<sup>-1</sup> in the summits (i.e. 2386 m a.s.l.) (Ninyerola et al., 2000). The north-western part of the catchment presents a rain shadow influenced by the headwaters of the

Canalda sub-catchment (Tuset et al., 2016). The maximum seasonal rainfall is in spring and the minimum is in winter. Snow dominates in the highest altitudes in winter and early spring, although with marked differences depending on the year. Mean annual temperature is 11°C, with temperatures below -20°C registered in winter in the headwaters and higher than 35 °C in summer in the valley.

The Ribera Salada consists of two well differentiated areas with contrasting hydrological regimes. The upper area (the wet catchment, upstream Inglabaga in Figure 20) has a pluvio-nival flow regime with two maxima: one in spring and early summer, and the second in autumn. In contrast, tributaries in the lower part of the catchment (i.e. the dry catchment, downstream Inglabaga in Figure 20) only supply water during rainfall events (i.e. *ephemeral*) (Tuset et al., 2020). The sediment load is transported mainly during floods. The sediment yield in the dry part of the catchment (i.e. lower catchment) is four times than that observed upstream, even though the runoff is lower. The increment is explained by the higher availability of sediment and the higher connectivity between the sediment sources (mostly agricultural fields) and the fluvial network (Tuset et al., 2020).

Discharge in Ribera Salada has never been measured with official (from the water authorities) gauging stations. In 1997, the upper half of the catchment (wet catchment) was monitored with the objective of quantifying and analysing water resources and sediment transport dynamics in Mediterranean forested mountain catchments (e.g. Verdú et al., 2000; Estruch, 2001; Poch et al., 2002; Balasch et al., 2005; Batalla et al., 2005; Loaiza-Usuga and Pauwels, 2008; Müller et al., 2008; Vericat and Batalla, 2010; Buendia et al., 2016; Tuset et al., 2016; Tuset et al., 2020). Afterwards, the study area was extended to the whole catchment by monitoring the Inglabaga station (Figure 20) and the Altés Monitoring Station (nearby the catchment outlet, see Tuset et al., 2020 for more details). All the aforementioned cited studies have different specific objectives than the presented in this manuscript.

### **3.3.1.2 Inglabaga monitoring station**

The Monitoring Station (i.e. Inglabaga Sediment Transport Station, *ISTS*) where discharge ( $Q$ ) and Suspended Sediment Concentrations ( $SSC$ ) were registered is located at 596 m a.s.l. (Figure 20) and encloses a catchment area of 114.5 km<sup>2</sup>. At the *ISTS* the Ribera Salada has already received the flow of all main perennial tributaries, further downstream tributaries are ephemeral. The mean discharge at *ISTS* is 0.5 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> ( $SD=0.260$  m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>), equivalent to 145 mm of annual runoff and a runoff coefficient of 25% (Vericat and Batalla, 2010). Riverbed slope is of almost 1% while fluvial sediments are composed of well-rounded gravels and cobbles (i.e.  $D_{50}$  of 56 mm). The riverbed in the *ISTS* is armoured (i.e. armouring ratio = 2; Vericat et al., 2008). Even

so, Müller et al. (2008) and Vericat et al. (2008) described the presence of micro-patches of sand and fine gravels (i.e.  $D_{50}=1.2$  mm) that are distributed across the reach and cover approximately the 20% of the area.

### **3.3.2 METHODS**

Methods are divided in three main sections: (a) data acquisition, (b) data computation and (c) data analysis. The details of these methods are presented independently in the following sections.

#### **3.3.2.1 Data acquisition**

Three main data variables were registered between November 2005 and October 2008 (i.e. 3 years): rainfall, flow discharge and suspended sediment transport (Figure 21). Rainfall, flow and suspended sediment transport data have been previously used by Vericat and Batalla (2010) and Tuset et al. (2016); although with different objectives than the addressed in the present manuscript.

##### *Rainfall*

The amount and distribution of daily rainfall in the entire catchment was obtained by means of geo-referenced rainfall fields (i.e. raster data sets). The geo-referenced rainfall fields were acquired from the Meteorological Service of Catalonia (*SMC*) already post-processed (post-processing was needed to develop the calibration of the radar images to convert to rainfall data; see the specific details in Coll, 2010; Coll et al., 2010; Velasco-Forero et al., 2009; Schiemann et al., 2010). Rainfall intensity at 1-hour intervals was also measured at the Port del Comte (2316 m a.s.l.) and Lladurs (785 m a.s.l.) meteorological stations operated by the *SMC*, and at the Cambrils (1760 m a.s.l.) rainfall station operated by the Ebro Water Authorities (*CHE*; see location in Figure 20). The mountain weather station of Port del Comte was also able to measure the amount of snow and hail, and the depth of the accumulated snow on the ground (mm) by an ultrasonic sensor.

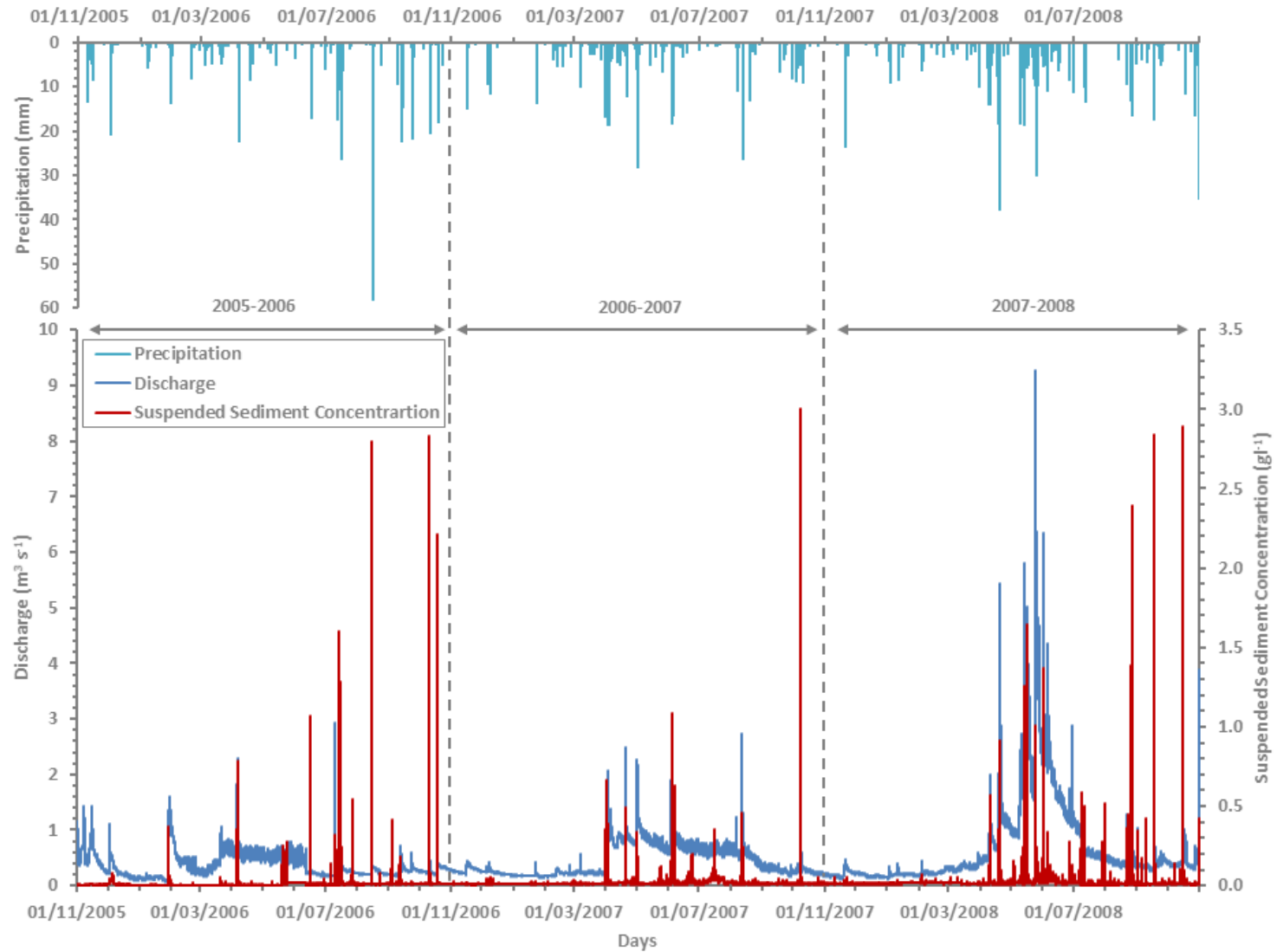


Figure 21 Measured discharge ( $Q$ ), suspended sediment concentration ( $SSC$ ) at *ISTS* and daily rainfall for all study period (from 2005 to 2008). The daily rainfall across the catchment has been assessed by means of geo-referenced rainfall fields (i.e. raster datasets).

### *Flow and Suspended Sediment Transport*

Water level (i.e. flow discharge;  $Q$ ) and turbidity (i.e. suspended sediment concentration;  $SSC$ ) data were collected continuously at the *ISTS* (Figure 20). These data was first published Vericat and Batalla (2010). These authors analysed the distinct role of bedload and suspended sediment transport in the annual sediment yield, clearly, a different aim that the one addressed in the present paper. Water level was measured with a pressure sensor (Druck 1730-PDCR) and it was converted to discharge using a site-specific rating curve (i.e.  $h/Q$  relation given in Vericat i Batalla, 2010). Water turbidity was measured with an optical turbidimeter (ANALITE NEP9350; from 0 to 3000  $NTU$  range). Turbidity data were converted to  $SSC$  by means of a statistically significant field-based calibration between  $NTU$  and  $SSC$  based on 367 samples ( $SSC = 0.001 * NTU$ ; calibration presented in Vericat and Batalla, 2010). Water samples were obtained automatically by an ISCO 3700 water sampler and manually. Samples were acquired during flood events and regularly during low flows. The root-mean-square error of the calibration is  $0.17 \text{ g l}^{-1}$ . The measured  $SSC$  during the study period only exceeded 40 min the turbidimeter range over the 3 years. Therefore, the bias attributed to this situation is considered negligible. Figure 21 shows the resulting hydrograph and sedigraph for the entire study period (Vericat and Batalla, 2010 and Tuset et al., 2016 for more information).

#### **3.3.2.2 Data computation**

##### *Identification of flood events*

Seventy-five floods were identified and independently analysed. We have considered flood an event in which the peak exceeded 1.5 times the base flow at the beginning of the rainfall event. This criterion has been widely used in the literature (e.g., Garcia-Ruiz et al., 2005; Lana-Renault et al., 2007; Nadal-Romero et al., 2008; Lopez-Tarazon et al., 2012 and Tuset et al., 2016). Different rainfall, discharge and suspended sediment transport variables per each flood were computed and analysed.

##### *Rainfall*

The Ribera Salada catchment was fragmented in five sub-catchments (Figure 20) in order to study the spatial distribution of rainfall: Upper Canalda, Lower Canalda, Upper Fred-Plana, Lower Fred-Plana and Inglabaga. Canalda and Fred-Plana were divided into two hydrological subunits (i.e. Upper and Lower) according to the predominant lithology (i.e. limestone or conglomerate) and considering that these differences have a direct influence on the hydrological response to rainfall events. Daily rainfall fields obtained from raster files where used to create maps of rainfall at multiple temporal scales for each sub-catchment: (i) annual rainfall ( $P$ ), (ii) total rainfall of the event ( $Pd$ ), (iii) rainfall of the first day of the event ( $Pd1$ ) and (iv) antecedent rainfall during

the 7 days before the event ( $Pd7$ ). In case that more than one flood (i.e. event) was registered in a day (observed in 9 occasions), daily values were weighed based on the hourly rainfall records registered in the rainfall stations where data were available. The proportion of the total rainfall of each flood event in relation to the daily rainfall per each station was first estimated. These values were subsequently interpolated using ArcMap 9.3<sup>®</sup> (i.e. spline method) in order to generate a map of the spatial distribution of the percentage of daily rainfall attributed to each event. Finally, the product between these percentages and the daily rainfall fields yielded the rain attributed to each event (i.e. a map of rainfall per each event; the sum of the rainfall of all events registered in a given day yields the daily rainfall in that day). Additionally, to the rainfall maps, rainfall records observed in the rain gauges of Port del Comte, Cambrils and Lladurs were used to obtain the maximum hourly rainfall intensity (here after  $I_{max60}$ ) and the kinetic energy ( $Ecl_{60}$ ) associated to the maximum hourly intensity. The  $Ecl_{60}$  was calculated following:

$$EF = 0.29[1 - 0.72 * \exp(-0.05 * I)]$$
$$Ecl_{60} = \left( \left( \sum EF * P_{60} \right) Ix \right)$$

where,  $EF$  is the kinetic energy ( $\text{MJ ha}^{-1} \text{mm}^{-1}$ ) estimated according to Brown and Foster (1987),  $I$  is the intensity of rain for a 60-min period ( $\text{mm h}^{-1}$ ),  $P_{60}$  is the accumulated rainfall for the same 60-min period (mm) and  $Ix$  is the maximum intensity of rainfall in 60 minutes. Note that in the original formulation rainfall intensity was calculated for a 30-min period, while here, as in Tuset et al. (2016), a 60-min period is used due to the availability of data. Table 12 presents a summary of all variables computed and used in this manuscript, together with the correspondent units.

#### *Runoff, Sediment Transport and Periodicity*

A total of 6 runoff variables were used. One of the variables was computed at the annual scale: (i) annual water yield ( $WY$ ). The remain 5 were flood-based: (ii) discharge ( $Q$ ), (iii) peak discharge ( $Qp$ ), (iv) mean discharge ( $Qm$ ), (v) base flow runoff volume ( $Qb$ ), (vi) direct runoff volume ( $DR$ ), and (vii) the flashiness index of the first peak of the flood ( $FI$ ) estimated as the rate of increment of discharge per unit of time (as per Batalla and Vericat, 2009). The base flow separation was made by means of the graphical method after transforming flow values into logarithms (e.g. Barnes, 1939; Maidment, 1993; Sujono et al., 2004; Tuset et al., 2016). The method is based on the identification of breakpoints on the logarithmic falling limbs of the hydrograph. A line connecting the initial point considered direct runoff in the rising limb of the hydrograph to each breakpoint in the falling limb determines the volume of direct runoff (i.e.

area on top of the line) and base flow (i.e. area below the line) (e.g. Hewlett and Hibbert, 1967; Maidment, 1993 and Tuset et al., 2016).

Sediment transport variables included: (i) mean *SSC* ( $SSC_{mean}$ ), (ii) maximum *SSC* ( $SSC_{max}$ ), (iii) suspended sediment yield (*SSY*), (iv) suspended sediment load (*SSL*) and (v) seasonal suspended sediment load (*SSSL*) (i.e. sediment load transported from the beginning of the given season - i.e. winter, spring and summer-early fall - until just before the event).

Finally, periodicity (*PER*) was expressed by means of the number of days between two consecutive events. All variables are summarized in table 12 with their corresponding units.

Table 12. List of all rainfall, runoff, sediment transport, hysteresis-based and periodicity variables computed and used in this manuscript, together with the correspondent units (see methods for more details).

Component	Abbreviation	Description	Unit
Rainfall	<i>P</i>	Annual rainfall	mm
	<i>Pd</i>	Total rainfall of the event	mm
	<i>Pd1_X<sup>1</sup></i>	Daily rainfall at a sub-catchment X <sup>1</sup>	mm
	<i>Pd7</i>	Cumulative antecedent rainfall depth over 7 previous days	mm
	<i>Imax<sub>60</sub></i>	Maximum 60' rainfall intensity	mm h <sup>-1</sup>
	<i>Ecl<sub>60</sub></i>	Kinetic energy of the maximum 60' rainfall intensity	MJ mm ha <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup>
Runoff	<i>Q</i>	Discharge	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>
	<i>Q<sub>p</sub></i>	Peak discharge	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>
	<i>Q<sub>m</sub></i>	Mean discharge	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>
	<i>Q<sub>b</sub></i>	Base flow volume of flood discharge	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>
	<i>DR</i>	Direct runoff	hm <sup>3</sup>
	<i>WY</i>	Water yield	hm <sup>3</sup>
	<i>FI</i>	Flashing index of the first peak flood (following Batalla i Vericat, 2009)	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup>
Sediment transport	<i>SSC</i>	Suspended sediment concentrations	g l <sup>-1</sup>
	$SSC_{mean}$	Mean of suspended sediment concentrations	g l <sup>-1</sup>
	$SSC_{max}$	Maximum of suspended sediment concentration	g l <sup>-1</sup>
	<i>SSY</i>	Suspended sediment load	Mg km <sup>-2</sup> yr <sup>-1</sup>
	<i>SSL</i>	Suspended sediment load	Mg
	<i>SSSL</i>	Seasonal suspended sediment load	Mg
Hysteresis loops	<i>Hl<sub>mid</sub></i>	Hysteresis index (as per Lawler et al., 2006))	-
	<i>Q<sub>mid</sub></i>	Mid-point discharge of the rising and falling limbs of each event	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>
	<i>T-Lag</i>	Delay between the Q <sub>p</sub> and SSC <sub>max</sub> in counterclockwise hysteresis loop patterns	min
Periodicity	<i>PER</i>	Flood inactivity time	days

<sup>1</sup>Sub-catchment analyses are the Upper Canalda (*Pd1\_UpCa*), Lower Canalda (*Pd1\_LwCa*), Upper Fred-Plana (*Pd1\_UpFR-PL*), Lower Fred-Plana (*Pd1\_LwFR-Pl*), and Inglabada (*Pd1\_ISTS*).

### 3.3.3 DATA ANALYSES

#### 3.3.3.1 Hysteresis patterns (Q-SSC relations)

The hysteresis patterns in the suspended sediment-discharge relations vary based on the differences between the time when maximum water discharge is registered and when maximum suspended sediment concentration is observed (i.e. lag time between  $SSC_{max}$  and *Q<sub>p</sub>*). Hysteresis patterns were first visually characterised following the early work by Williams, (1989).

Additionally, the hysteresis index (i.e.  $HI_{mid}$ ) developed by Lawler et al. (2006) has been used. The  $HI_{mid}$  has been developed to quantify the magnitude and direction of hysteresis. The hysteresis index is based on measuring the "fatness" of the hysteresis loop at the mid-point discharge of the rising and falling limbs of each event ( $Q_{mid}$ ). In addition, its sign is consistent with hysteresis direction: the index assumes positive values for clockwise hysteresis, and negative values for counterclockwise hysteresis. The delay between the  $Q$  and  $SSC$  peaks ( $T-Lag$ ) was additionally calculated for the counterclockwise and clockwise hysteresis events. Table 12 summarises all the variables extracted from the analyses of the hysteresis patterns.

### 3.3.3.2 Statistical analyses

Relationships between  $T-Lag$  and the variables describing rainfall, runoff and sediment transport (Table 12) were analysed through a multivariate regression analysis. The analyses were performed with Statistica® 7.0. The multivariate regression method analysed the relationship between the independent variables (i.e. rainfall, runoff and sediment transport) and the dependent variable (i.e.  $T-Lag$ ) for all the flood events. In this case, we adopted the stepwise approach and we selected the backward elimination method of continuous predictors. Tolerance for the inverse matrix was considered a value of  $F > 5$  (following López-Tarazón et al., 2010; Estrany et al., 2010; Tuset et al., 2016). This value determines how significant the contribution of a variable in the regression equation is. In this case, the statistically significant level for the inclusion of variables was set to a  $p$ -value of 0.05.  $Beta$  and  $B$  coefficients were obtained from the multivariate analysis.  $Beta$  regression coefficients are standardized unlike coefficients  $B$ . This allowed us to compare the relative contribution of each independent variable to the prediction of the dependent variable, and its interpretation is similar to the partial correlations.  $B$  coefficients are used to develop the regression equations for each dependent variable.

## 3.4 RESULTS AND DISCUSSION

### 3.4.1 RAINFALL, RUNOFF AND SUSPENDED SEDIMENT TRANSPORT

#### 3.4.1.1 Annual Scale

According to the rainfall maps, mean annual rainfall for the study period was 550 mm, drier than the long-term average reported by Ninyerola et al. (2000) (i.e. 763 mm, period 1951-1999). The study years presented a significant variability, ranging between 484 and 633 mm (Table 13). Intra-annual variability is also relevant; rainfall was mainly concentrated in spring and summer (on average, the 65% of the annual rainfall is registered in these seasons, as it will be described in the next section).



Annual water yield (*WY*) in *ISTS* varied between 11.5 hm<sup>3</sup> and 21.6 hm<sup>3</sup> (Table 13), with an average value of 15.7 hm<sup>3</sup> (*CV* = 0.33 hm<sup>3</sup>). This value is equivalent to an average flow of 0.50 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (i.e. a specific discharge of 4.3 l s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup>). This record is far below those observed in the Pyrenean catchments as in the upper River Noguera Ribagorçana (i.e. 38.5 l s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup>; 149 km<sup>2</sup>) and in the upper River Segre (i.e. 39.5 l s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup>, 200 km<sup>2</sup>), and it's slightly lower than those observed in Pre-Pyrenean catchments such as the River Isabena (i.e. 426 km<sup>2</sup>) or the River Sallent (i.e. 69 km<sup>2</sup>) with 12.8 l s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup> and 6.0 l s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup>, respectively (data obtained from the Ebro Water Authorities). These results reflect the high variability in the water contributions between Pre-Pyrenean catchments, determined by climate and infiltration capacity of the catchment.

Table 13. Summary of hydrological and suspended sediment transport data (see Table 12 for the abbreviations).

Year/Station	<i>P</i> (mm)	<i>P</i> (%)	<i>WY</i> (hm <sup>3</sup> )	<i>WY</i> %	<i>SSL</i> (Mg)	<i>SSL</i> %	<i>SSY</i> (Mg km <sup>2</sup> )	<i>Q<sub>m</sub></i> (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	<i>SSC<sub>mean</sub></i> (g l <sup>-1</sup> )
2005-06	534	32.3	11.5	24	201.6	14	1.8	0.37	0.011
2006-07	484	29.3	14.1	30	311.7	22	2.7	0.45	0.016
2007-08	633	38.3	21.6	46	933.4	65	8.2	0.68	0.020
Total	1651	100	47.2	100	1446.7	100	12.6	-	-
Average	550	-	15.7	-	482.2	-	4.2	0.50	0.016
<i>CV</i> (%)	14	-	33	-	82	-	82	0.33	0.29
<sup>1</sup> Autumn 05	65	3.9	2.1	4.4	7.4	0.5	0.06	0.40	0.008
Winter 06	92	5.6	2.9	6.1	29.1	2.0	0.25	0.37	0.005
Spring 06	98	5.9	3.7	7.9	40.2	2.8	0.35	0.47	0.012
Summer 06	225	13.6	2.0	4.3	100.1	6.9	0.87	0.26	0.015
Autumn 06	97	5.9	2.1	4.5	32.3	2.2	0.28	0.27	0.014
Winter 07	88	5.3	1.6	3.5	19.5	1.3	0.17	0.21	0.011
Spring 07	217	13.1	6.4	13.6	112.4	7.8	0.98	0.81	0.020
Summer 07	93	5.6	4.0	8.4	126.0	8.7	1.10	0.50	0.019
Autumn 07	80	4.8	1.8	3.7	53.9	3.7	0.47	0.22	0.016
Winter 08	77	4.7	2.0	4.3	26.1	1.8	0.23	0.26	0.016
Spring 08	326	19.7	13.3	28.2	543.7	37.6	4.75	1.69	0.033
Summer 08	117	7.1	4.1	8.6	283.9	19.6	2.48	0.51	0.015
<sup>2</sup> Autumn 08	76	4.6	1.2	2.5	72.2	5.0	0.63	0.44	0.016
Average Winter 05-08	86	15.6	2.2	14	24.9	5	0.22	0.33	0.014
Average Spring 05-08	214	38.8	7.8	50	232.1	48	2.03	0.24	0.011
Average Summer 05-08	145	26.3	3.4	21	170.0	35	1.48	0.78	0.017
Average Autumn 05-08	106	19.2	2.4	15	55.3	11	0.48	0.64	0.020
<i>CV</i> (%)	41	-	0.67	-	0.81	-	0.81	0.51	0.24

<sup>1</sup>From November to December; <sup>2</sup>Only October

*P*: Rainfall; *WY*: Water Yield; *SSY*: Suspended Sediment Yield; *Q<sub>m</sub>*: Mean Discharge; *SSC<sub>mean</sub>*: Mean Suspended Sediment Concentration; *CV*: Coefficient of Variation

Total Suspended Sediment Load (*SSL*) in the *ISTS* was of 1466.7 Mg (from November 2005 to October 2008). Mean annual *SSL* was 482.2 Mg (*CV*=0.81), i.e. 4.2 Mg km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup> (i.e. specific *SSY*). Vanmaercke et al., (2012) showed as *SSY* in catchments in the Mediterranean region is very variable. According to their review, catchments with the similar area than the Ribera Salada may attain *SSY*, several orders of magnitude higher than the one computed for the Ribera Salada. These differences reveal a low geomorphic activity in the catchment. *SSC<sub>mean</sub>* for the whole period was 16 mg l<sup>-1</sup> (Table 13), while *SSC<sub>max</sub>* was around 3 g l<sup>-1</sup> each year (Table 14). These values are below the registered in other neighbour catchments such as, for instance, the Araguás

(1231.1 g l<sup>-1</sup>; Nadal-Romero et al., 2008b), the Isábena (357.1 g l<sup>-1</sup>; Lopez-Tarazon et al., 2009), the Vallcebre (173 g l<sup>-1</sup>; Soler et al., 2008), the Upper Ésera (27.8 g l<sup>-1</sup>; Lobera et al., 2016) and the Upper Cinca (17 g l<sup>-1</sup>; Béjar et al., 2018).

Table 14. Summary of floods including the hysteresis index (as per Lawler et al., 2006), the type of hysteresis and rainfall and sediment transport characteristics of each of the analysed events.

Flood Date	$H_{lmid}$	Hysteresis <sup>1</sup>	$Pd7$ (mm)	$Pd$ (mm)	$Pd1\_UpCa$ (mm)	$Pd1\_LwCa$ (mm)	$Pd1\_UpFR-PI$ (mm)	$Pd1\_LwFR-PI$ (mm)	$Pd1\_ISTS$ (mm)	$Imax_{60-PC}$ (mm h-1)	$Imax_{60-Cm}$ (mm h-1)	$Imax_{60-LL}$ (mm h-1)	$Q_p$ (m <sup>3</sup> s-1)	$SSC_{mean}$ (g l-1)	$SSC_{max}$ (g l-1)	SSL (t)	PER (d)	SSSL (t)	T-lag (min)
09/11/2005	-0.37	NP	0.6	12.7	12.0	14.0	10.0	11.0	15.0	5.4	-	10.2	1.17	0.006	0.008	0.2	0.0	0.0	-
12/11/2005	1.58	NP	26.0	19.2	7.0	4.0	9.0	10.0	14.0	3.4	-	1.4	1.43	0.006	0.010	2.3	3.4	0.2	-
02/12/2005	0.38	CC	0.7	20.2	23.0	23.0	18.0	15.0	13.0	6.4	-	2.6	1.11	0.013	0.044	3.7	19.2	2.5	-
29/01/2006	1.55	C	1.6	8.2	11.0	4.0	5.0	5.0	17.0	6.1	-	4.0	1.36	0.109	0.375	8.7	58.2	6.2	-205
30/01/2006	Error	CC	9.7	16.2	8.0	14.0	12.0	14.0	19.0	1.1	-	4.0	1.6	0.008	0.060	6.5	0.8	14.9	175
20/03/2006	-2.40	CC	4.1	5.9	7.0	4.0	8.0	8.0	6.0	5.6	6.6	2.0	0.94	0.014	0.052	0.3	49.6	21.4	10
22/03/2006	-2.50	CC	11.8	2.7	3.0	4.0	2.0	2.0	2.0	5.0	1.8	1.4	1.06	0.010	0.030	0.5	1.8	21.7	50
06/04/2006	0.50	C	1.5	22.8	17.0	24.0	24.0	25.0	21.0	8.4	4.4	14.7	1.81	0.150	0.353	2.9	15.1	0.0	-10
07/04/2006	-8.38	CC	24.1	10.6	10.0	14.0	7.0	7.0	12.0	1.2	2.8	8.0	2.29	0.156	0.785	6.7	0.8	2.9	25(iii) <sup>2</sup>
16/06/2006	0.26	C	0.6	7.1	2.4	2.2	10.3	5.2	1.8	3.1	9.0	2.2	0.35	0.233	1.068	0.0	70.3	9.6	-15
16/06/2006	1.43	C	4.9	10.4	17.6	14.8	7.7	11.8	12.2	17.7	5.2	15.9	1.37	0.170	0.538	1.7	0.1	9.6	-5
11/07/2006	-4.01	CC	2.9	15.5	21.0	19.0	10.0	9.0	13.0	30.0	0.0	21.9	2.93	0.038	0.316	1.6	24.8	0.0	52
14/07/2006	-0.81	CC	20.5	12.2	14.0	11.0	14.0	15.0	8.0	4.3	17.8	5.2	0.69	0.014	0.097	0.2	3.0	1.6	35
15/07/2006	0.32	C	32.3	25.4	15.0	28.0	23.0	28.0	31.0	3.0	2.6	28.5	0.75	0.119	1.602	3.1	1.0	1.9	-0
16/07/2006	-0.54	CC	57.6	4.4	6.0	5.0	4.0	4.0	4.0	4.1	9.6	2.4	2.83	0.213	1.283	8.5	1.1	5.0	5
15/08/2006	-0.39	CC	1.0	2.9	19.5	21.1	5.8	12.9	17.5	4.6	0.2	20.5	0.75	0.018	0.064	0.1	29.7	13.5	45
15/08/2006	0.40	C	15.3	26.4	27.3	13.0	12.1	7.5	4.6	16.8	5.8	5.0	0.9	0.021	0.053	0.2	0.1	13.6	-10
15/08/2006	-0.62	CC	27.8	23.0	22.1	26.8	30.2	30.2	22.9	11.6	20.4	30.8	5.85	0.673	2.800	62.6	0.2	13.8	10
13/09/2006	3.53	C	15.9	21.0	25.0	21.0	19.0	17.0	26.0	8.0	6.2	9.3	0.71	0.028	0.182	0.6	28.4	76.4	-60
14/09/2006	1.14	C	36.6	15.8	14.0	13.0	18.0	18.0	19.0	4.1	3.4	4.6	0.57	0.012	0.032	0.2	1.3	77.0	-45
23/09/2006	0.10	L	2.3	20.6	28.0	22.0	16.0	15.0	19.0	5.8	3.4	4.8	0.59	0.011	0.024	0.5	9.0	77.2	-
11/10/2006	-1.04	F8	3.4	19.3	26.0	20.0	20.0	19.0	20.0	7.7	6.6	13.3	0.75	0.229	2.827	5.7	18.5	77.7	-
16/11/2006	-0.13	NP	0.3	16.8	21.0	14.0	18.0	15.0	12.0	0.5	0.4	0.2	0.45	0.011	0.018	1.8	35.5	0.0	-
22/01/2007	0.53	C	0.4	13.5	15.0	14.0	11.0	11.0	13.0	5.7	2.8	4.8	0.43	0.015	0.026	0.7	67.4	1.8	-40
12/02/2007	0.00	NP	7.8	5.4	9.0	5.0	5.0	4.0	3.0	9.5	2.2	3.2	0.34	0.011	0.015	1.1	20.7	2.4	-
25/02/2007	0.01	NP	1.5	3.4	4.0	4.0	5.0	5.0	5.0	3.7	2.2	2.8	0.37	0.011	0.013	0.2	13.0	3.5	-
07/03/2007	0.00	NP	0.2	9.4	10.0	10.0	7.0	8.0	11.0	7.6	2.8	5.0	0.58	0.011	0.011	0.3	10.0	3.7	-
01/04/2007	-2.31	CC	20.9	8.1	11.0	10.0	4.0	4.0	11.0	4.2	1.4	3.0	0.81	0.051	0.354	3.6	25.2	0.0	25(iii)
02/04/2007	-1.20	CC	29.0	10.8	4.4	11.1	3.6	15.1	10.1	2.2	3.4	4.6	1.3	0.124	0.322	2.0	1.2	3.6	5(ii) <sup>2</sup>
02/04/2007	4.07	C	46.5	11.4	7.6	6.9	11.4	11.9	2.9	2.6	2.0	5.8	2.07	0.058	0.667	27.2	0.2	5.6	-345
06/04/2007	-0.47	CC	75.8	3.7	3.0	3.0	4.0	4.0	5.0	0.3	2.8	2.0	1.38	0.014	0.036	2.1	3.7	32.7	10(ii)
20/04/2007	-0.51	CC	15.4	0.9	0.0	2.5	0.0	0.5	3.8	2.6	4.4	2.6	1.23	0.027	0.056	1.3	14.1	34.8	80(iii)
21/04/2007	-6.94	CC	12.8	10.8	9.0	14.0	7.0	8.0	13.0	1.2	8.2	11.3	2.48	0.093	0.456	5.5	1.0	36.1	55(iii)
01/05/2007	Error	C	8.4	19.6	16.3	16.3	22.3	21.8	19.2	3.5	5.4	7.0	1.77	0.064	0.126	1.5	9.8	41.6	-
01/05/2007	3.39	C	27.9	12.2	10.7	10.7	11.7	13.2	12.8	3.6	2.4	3.2	2.27	0.050	0.334	13.0	0.2	43.1	-450
04/06/2007	-2.23	CC	0.9	16.2	19.0	20.0	12.0	11.0	16.0	16.0	5.8	15.3	1.9	0.042	0.158	3.5	33.8	56.0	40(i) <sup>2</sup>
05/06/2007	-8.72	CC	17.1	15.6	12.0	18.0	13.0	15.0	19.0	0.8	4.2	19.7	1.39	0.120	1.088	4.2	1.2	59.5	25(iii)
12/08/2007	-2.69	CC	15.6	12.6	11.0	15.5	5.5	12.5	12.7	4.1	7.4	9.7	2.73	0.185	0.457	4.6	68.1	0.0	15
12/08/2007	-1.68	CC	28.2	16.6	19.0	12.5	22.5	13.5	6.3	7.1	17.2	5.2	2.26	0.063	0.278	5.3	0.1	4.6	50
08/10/2007	-29.82	CC	22.9	4.0	9.0	6.0	0.5	0.0	0.0	14.4	0.4	0.4	2.32	0.341	3.000	27.5	56.8	5.3	25
10/10/2007	-0.22	CC	27.2	9.7	6.0	10.0	9.0	11.0	13.0	6.7	6.0	4.6	0.58	0.017	0.028	0.2	2.0	27.5	30

- Capítol 3. Patterns of suspended load hysteresis in a Mediterranean mountainous catchment -

20/11/2007	0.25	C	0.1	26.2	39.0	22.0	20.0	17.0	17.0	8.2	1.6	2.4	0.47	0.014	0.020	2.1	40.5	0.0	-105
03/01/2008	-0.07	NP	0.1	8.8	9.0	10.0	8.0	9.0	11.0	3.2	1.0	3.6	0.35	0.016	0.022	0.5	44.2	0.2	-
11/01/2008	0.34	C	0.9	8.3	9.0	9.0	7.0	8.0	8.0	6.0	1.8	3.2	0.41	0.018	0.038	0.3	8.3	0.7	-65
03/02/2008	-0.10	NP	1.1	10.5	4.0	3.0	5.0	4.0	3.0	4.3	2.4	3.8	0.44	0.021	0.029	0.8	23.2	1.0	-
30/03/2008	-0.50	CC	3.7	10.2	12.0	9.0	9.0	11.0	9.0	5.5	8.0	4.2	0.59	0.013	0.029	0.5	55.4	1.8	10
09/04/2008	-2.96	CC	8.6	14.3	20.0	13.0	13.0	12.0	12.0	10.7	6.0	0.0	0.85	0.049	0.128	0.5	10.0	0.0	20(iii)
10/04/2008	-2.99	CC	22.9	13.9	15.0	15.0	9.0	12.0	21.0	9.1	5.0	18.9	1.99	0.113	0.571	6.4	1.4	0.5	35(iii)
18/04/2008	-4.12	CC	17.4	18.4	28.0	16.0	14.0	15.0	18.0	6.5	3.2	8.6	2.01	0.051	0.353	7.6	7.6	6.9	45(iii)
20/04/2008	3.69	C	34.5	37.0	44.0	40.0	24.0	31.0	43.0	5.6	5.8	9.3	5.42	0.121	0.915	93.7	1.9	14.5	-195
10/05/2008	0.40	C	18.6	14.5	6.0	15.0	15.0	18.0	24.0	0.0	2.2	3.8	2.74	0.034	0.077	8.7	20.6	108.2	-25
12/05/2008	-0.52	CC	33.6	7.7	9.0	9.0	3.0	4.0	17.0	4.2	4.0	4.8	2.71	0.023	0.058	4.9	1.8	116.9	30(ii)
14/05/2008	-17.65	CC	41.2	9.5	9.3	12.6	6.7	9.5	11.4	5.5	3.0	7.0	5.80	0.318	1.255	14.8	2.1	121.7	10(ii)
14/05/2008	1.78	C	50.8	7.5	12.7	7.4	8.3	5.5	3.6	8.1	3.4	2.6	5.63	0.059	0.439	43.1	0.1	136.5	0
16/05/2008	-0.25	CC	60.1	6.0	5.0	4.0	4.0	5.0	8.0	5.7	3.0	2.4	3.02	0.060	0.387	1.7	2.1	179.5	5(ii)
17/05/2008	-4.11	CC	47.9	0.6	1.5	0.4	0.2	0.1	0.0	3.1	0.8	0.0	3.77	0.071	0.118	1.0	0.8	181.2	20(ii)
17/05/2008	0.23	CC	48.5	4.6	3.5	3.6	3.8	4.9	8.0	2.0	7.8	4.8	5.01	0.064	0.38	1.7	0.0	182.2	5(ii)
24/05/2008	-2.42	CC	18.3	10.1	13.0	8.0	14.0	9.0	8.0	8.0	7.2	2.8	4.74	0.048	0.219	11.8	6.7	183.9	20(iii)
25/05/2008	0.43	C	23.1	29.7	41.0	29.0	26.0	24.0	22.0	7.1	5.0	4.6	9.27	0.172	1.010	188.9	1.0	195.7	-15
01/06/2008	-0.75	CC	44.4	5.6	6.0	5.0	5.0	5.0	10.0	5.7	8.6	11.5	6.35	0.289	1.373	59.7	7.4	384.6	10(3)
05/06/2008	-1.07	CC	13.7	11.2	17.0	11.0	10.0	7.0	8.0	10.4	11.6	4.0	4.35	0.048	0.333	24.3	3.9	444.3	10(iii)
26/06/2008	-0.43	CC	0.0	12.9	10.0	8.0	10.0	8.0	9.0	22.5	10.0	7.2	1.74	0.046	0.279	3.5	21.2	468.6	10(i)
30/06/2008	-1.92	CC	12.9	11.0	11.0	15.0	7.0	8.0	8.0	7.7	2.0	4.4	2.89	0.049	0.134	2.3	3.7	472.1	0(iii)
11/07/2008	3.50	C	0.5	9.7	6.0	11.0	7.0	10.0	18.0	7.8	5.2	16.5	1.02	0.037	0.502	0.7	11.3	0.0	-5
22/08/2008	-1.92	CC	0.5	7.1	0.0	10.0	0.0	1.0	42.0	0.3	3.2	28.3	1.27	0.099	0.364	2.1	41.9	0.7	20
26/08/2008	-11.56	CC	7.1	6.3	0.0	0.0	0.0	0.0	73.0	0.4	0.0	14.5	1.56	0.309	0.758	3.3	4.0	2.8	20
26/08/2008	-10.01	CC	13.4	4.4	0.0	12.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.15	0.278	1.388	8.2	0.1	2.9	85
27/08/2008	-0.43	F8	17.6	16.0	8.0	15.0	6.0	18.0	52.0	4.8	16.6	25.9	5.25	0.341	2.396	35.1	0.7	14.3	-
02/09/2008	-1.31	CC	31.4	0.4	0.0	1.0	0.0	0.0	0.5	0.4	7.0	0.6	1.03	0.018	0.050	0.2	6.1	49.4	5
18/09/2008	-14.51	CC	6.7	5.1	1.1	9.1	0.7	4.6	24.5	0.5	1.2	24.1	1.03	0.137	0.438	1.7	15.9	49.6	35
18/09/2008	0.60	F8	11.8	9.6	5.9	13.9	4.3	7.4	20.5	2.5	3.6	15.3	1.79	0.270	2.837	13.5	0.2	51.3	-
24/09/2008	0.00	L	20.8	5.2	6.0	5.0	5.0	6.0	5.0	3.1	2.6	1.2	0.63	0.013	0.022	0.5	5.4	64.8	-
Average	-1.77	-	17.7	12.0	12.3	12.1	9.8	10.4	14.2	5.95	4.9	7.8	2.00	0.094	0.511	10.9	14.6	60.8	28
SD	5.06	-	17.2	7.3	9.5	7.6	7.1	7.1	12.0	5.2	4.3	7.6	1.78	0.116	0.737	26.7	19.1	112.7	31

<sup>1</sup>Clue hysteresis patterns; CC: Counterclockwise, C: Clockwise, L: Single-Value, NP: Non-identified Pattern, F8: Figure-of-eight.

Error: Hysteresis index error

<sup>2</sup>Main groups observed during the spring events with counterclockwise hysteresis (CC): (i) Low efficiency, (ii) High efficiency and (iii) Moderate efficiency.

<sup>3</sup>Sediment supply from the subsurface layer of the river bed.

Figure 22 shows the frequency curves of Water Yield (*WY*) and *SSL* for the whole study period. Differences between both curves are evident, indicating *WY* was much more constant through time than *SSL*. Specifically, the 50% of the *SSL* was transported during 4% of the time, while 90% of the *SSL* was transported during 45% of the time. In terms of *WY*, the 50% of the yield is transported during the 23% of the time, as indicated a more constant process. This is controlled by the important contributions of groundwater (see Tuset et al., 2020 for more details). Overall, these results indicated the role of floods in suppling and transport sediments. Similarly, in the Isábena catchment, Lopez-Tarazon et al., (2009) found that 90% of the load was transported during 30% of the time at the outlet of the catchment, while Buendia et al. (2016) observed that the 90% of the sediment was transported during only 4% of the time in the middle of the catchment just downstream the confluence of the River Villacarli, a small tributary (188 km<sup>2</sup>) draining high erodible badlands suppling sediments to the main River Isábena. The authors attributed these differences, not just the locations of the monitoring stations within the catchment but also to the variability of the frequency and magnitude of floods between the years, what controlled sediment availability. Mano et al. (2009) studied the influence of the climatic regime on suspended sediment transport in four catchments. Two of them (with catchment areas of 907 and 657 km<sup>2</sup>), under Mediterranean climate, indicated than 90% of the load were transported in just 5% and 7% of the time, respectively. Batalla et al., (1995) and Rovira and Batalla (2006) found that the 90% of the *SSL* is transported during 10% of the time in two Mediterranean sandy catchments (106 and 785 km<sup>2</sup>) in the Costal Ranges.

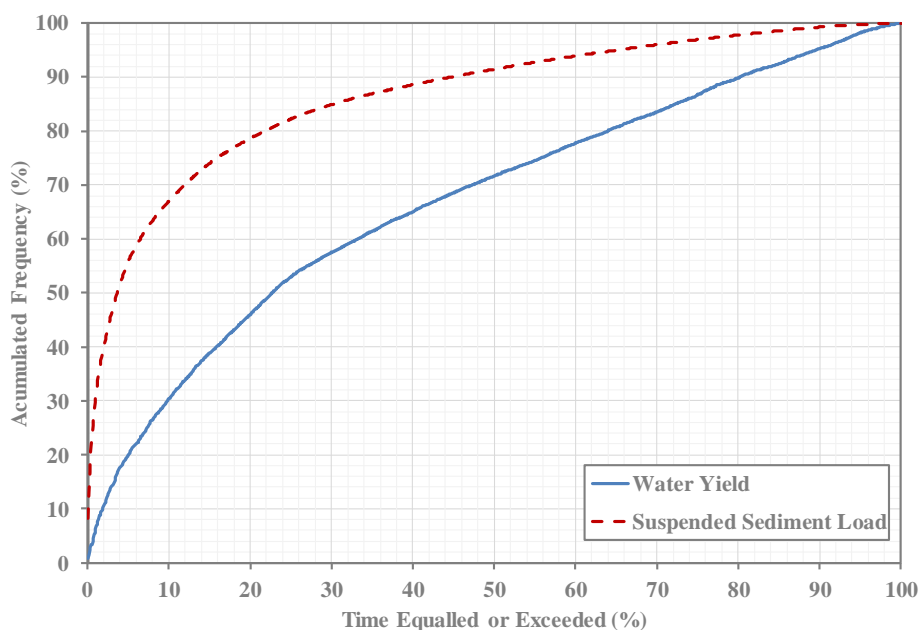


Figure 22 Suspended sediment load and water yield frequency curves for all the study period (i.e. from Nov 2005 to Oct 2008).

### 3.4.1.2 Seasonal and Monthly Scale

Rainfall varied seasonally (Table 13); spring (i.e. from April to June) was the season with more rainfall (i.e. 39% of the total rainfall on average, equivalent to 214 mm), winter (i.e. from January to March) had the lowest rainfall (i.e. 16% of the annual, equivalent to 86 mm) and the remaining 46% was distributed between autumn (i.e. from October to December; 106 mm) and summer (i.e. from July to September; 145 mm).

The hydrological regime of the Ribera Salada is pluvio-nival and it is characterized by having two hydrological maximums. Spring with  $7.8 \text{ hm}^3$  (i.e. 50% of the annual *WY*) and summer with  $3.4 \text{ hm}^3$  (i.e. 21% of the annual *WY*) are the two seasons yielding the majority of the *WY*. Runoff is directly controlled by the snowmelt (mainly in spring), combined with convective-localised storms in summer. Autumn, more conditioned by the polar fronts, provides around the 15% of the annual runoff (i.e.  $2.4 \text{ hm}^3$ ). Finally, in winter, rainfall is scarce while snow is common in high elevations, what yields the driest season with  $2.2 \text{ hm}^3$  (i.e. 14% of the annual runoff; Table 13).

Seasonally, *SSL* had a general and positive relationship with *WY*. On average, maximum *SSL* was observed in spring with 232.1 Mg, while a minimum of 24.9 Mg was registered in winter. These values represented the 48% and 5% (respectively) of the total *SSL* (Table 13).

Accumulated monthly *WY* and *SSL* for each study year together with the obtained for the whole period (i.e. from November 2005 to October 2008) are presented in Figure 23. The year 2005-06, considered the driest hydrological year of the study period, presented a more constant cumulative distribution (Figure 23A). Even this general trend, marked changes on the *SSL* are observed (i.e. steps), caused by the role of flood events in supplying and transferring sediments. The years 2006-07 (Figure 23B) and 2007-08 (Figure 23C) were characterised by a period with relatively dry and less active (sedimentary) months (i.e. November to March-April), followed by months in which more *WY* and *SSL* was transferred. Overall, the curves for the entire study period (Figure 23D) shows three different periods: (i) a period characterised by a gentle slope in the relationships, indicating relatively low yields (from November to March). The 23.6% and the 10.2% of the *WY* and *SSL* respectively are transported during this period. (ii) A period with a substantial increase in the slope of both *WY* and *SSL*, indicating the months that more contributed to the yields (i.e. from April to June); i.e. the 49.6% and the 67.5% of the *WY* and *SSL* are exported respectively, showing the importance of these months in terms of *SSL*. Finally, (iii) a period (i.e. from July to October) in which the slope of the relationships decreases again, what indicates less contribution in terms of *WY* and *SSL* (i.e. 26.8% and 22.3%, respectively).

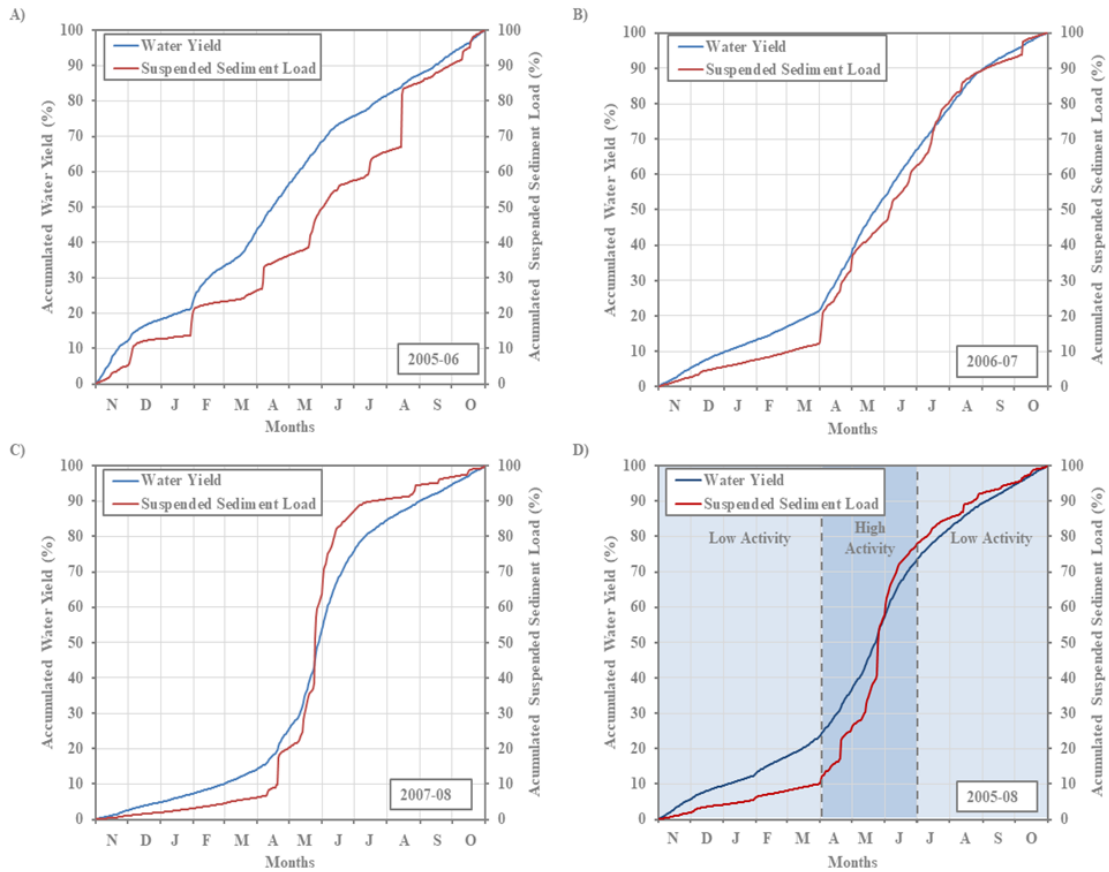


Figure 23 Annual accumulative water yield and sediment load for each year (i.e. A: 2005-06, B: 2006-07 and C: 2007-08). D) The mean of accumulative water yield and sediment load for all the study period (i.e. from Nov 2005 to Nov 2008). Dashed lines in D) delimit the annual periods where the monthly relationship between discharge and sediment load is different. These patterns are explained in section 4.2.1., i.e. Monthly Dynamics.

### 3.4.1.3 Flood Scale

A total of 75 floods were registered; 21 floods were recorded in 2005-06, 18 in 2006-07 and 33 in 2007-08. Seasonally, the 12.5% were registered in winter, 37.5% in spring, 30.6% in summer and 19.4% in autumn. Two or more floods in the same day were observed in 9 occasions. Three of the registered floods were excluded from the analysis due to errors in the measures.

According to the rainfall maps, the Inglabaga sub-catchment (*ISTS*) registered the highest mean rainfall during the analysed floods (i.e. mean flood-based rainfall was 14.8 mm; CV=0.8), while the lowest value was registered in the Upper Canalda sub-catchment (i.e. 9.8 mm; CV=0.7 mm). Maximum flood-based rainfall was of 72.9 mm, recorded in the *ISTS*. This value is equivalent to a maximum rainfall with a return period of 5 years according to Casas et al. (2005). Mean annual rainfall intensity was 8.2 mm h<sup>-1</sup>, while a maximum value of 30.8 mm h<sup>-1</sup> was registered at meteorological station of Lladurs (i.e. located in the Inglabaga sub-catchment, see

Figure 20). The highest intensities were observed in summer. Rainfall distribution has a great altitudinal gradient. The 55% of the annual rainfall recorded in the Inglabaga, Lower Fred-Plana and Lower Canalda sub-catchments generated flood events, while in the Upper Canalda and Upper Fred-Plana sub-catchments (Figure 20) only the 45% of the rainfall prompted a runoff response. The abundant bedrock fractures in the headwaters (Upper Canalda) reduce runoff generation, even when rainfall is abundant and intense (this has been recently analysed in detail by Tuset et al., 2020).

Direct flood-based runoff (*DR*) varied between  $0.250 \times 10^{-3} \text{ hm}^3$  and  $0.461 \text{ hm}^3$ , with an average of  $0.047 \text{ hm}^3$  ( $CV=1.91$ ). Monthly, May with  $0.127 \text{ hm}^3$  ( $CV=1.13$ ;  $n = 11$ ), December with  $0.130 \text{ hm}^3$  ( $n=1$ ) and January with  $0.103 \text{ hm}^3$  ( $CV=1.78$ ;  $n=5$ ) show the highest *DR* values. Annually, *DR* represented the 6.7% of the *WY*. This value differs from values obtained in other Pyrenean catchments such as the one presented by Lopez-Tarazon et al. (2009), who observed that *DR* accounted the 46.7% of the *WY* during the same study period (2005-08). In the case of the Ribera Salada, high infiltration in the headwaters (i.e. karst areas; fractured Eocene limestone substrate) feeds the aquifer that control surface runoff. The aquifer, through the springs of Sant Quintí and Can Sala (i.e. water seepage between the upper and lower Fred-Plana Rivers sub-catchments, see Figure 20), feeds the Fred-Plana sub-catchments, which, in spite of having a smaller catchment than Canalda sub-catchments (i.e.  $26.8 \text{ km}^2$  and  $65.1 \text{ km}^2$ , respectively), increase runoff by 20% (Tuset et al., 2020), thus making the Fred River the main tributary of the Ribera Salada. According to Tuset et al. (2020), groundwater generated in the headwaters is between 44 and 40% of total annual surface water in the *ISTS*. Peak discharge of floods (*Q<sub>p</sub>*) varied between  $0.34 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  and  $9.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , with an average of  $2.01 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  ( $CV=0.89$ ). Base flows (*Q<sub>b</sub>*) oscillated between  $0.10$  and  $3.67 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , with an average of  $0.79 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  ( $CV = 1$ ).

*SSL* carried during floods events was of 788 Mg, almost half the total *SSL* for the entire period (i.e. 1466 Mg). This fact reflects the role of the base flows transporting fine sediments, i.e. the 46% of the total load is transported during low flows. This value is very far from the one observed by Lobera et al. (2016) in the Siurana river catchment, where they measured that floods provided 92% of annual *SSL*, which reflects a greater Mediterranean influence. Mean annual *SSL* during floods events was  $263 \text{ Mg yr}^{-1}$  ( $CV=1.09$ ), showing a remarkable variability (annual load ranged between  $83.3 \text{ Mg yr}^{-1}$  in 2005-06 and  $593.7 \text{ Mg yr}^{-1}$  in 2007-08). Intra-annual distribution of the *SSL* is also very variable, grouped especially during the months of spring and summer (i.e. 60% and 30% of all the flood-based *SSL*, respectively). This behaviour contrasts with that observed in other Mediterranean catchments, which have the highest sedimentary activity in fall and spring (e.g. Lobera et al., 2016; Pacheco et al., 2011), and virtually none in summer due to the lack of runoff (e.g. Pacheco et al., 2011). The sedimentary activity in highly-erodible neighboring



mountainous catchments (with badlands) also differs to the one observed here. In these catchments the temporal distribution of *SSL* is controlled by weathering in winter, and soil erosion in summer by intense storms (Regüés et al., 1995; Regüés et al., 2000). Nevertheless, is during autumn (Gallart et al., 2002) or spring (e.g. Nadal-Romero et al., 2008a; Lopez-Tarazon et al., 2009) when floods with the highest transport capacity are observed.

Flood-based  $SSC_{mean}$  was  $90 \text{ mg l}^{-1}$  ( $CV=0.13$ ), reaching a maximum value in August 2006 at around  $673 \text{ mg l}^{-1}$ .  $SSC_{max}$  fluctuated between events without marginal transport to a maximum of  $3 \text{ g l}^{-1}$ . A total of five floods showed maximum concentrations exceeding  $2 \text{ g l}^{-1}$ . These values contrast with neighbouring experimental catchments (i.e. Pre-Pyrenees and Pyrenees) with the presence of high erodible badlands. In all of them,  $SSC_{max}$  records are one or two orders of magnitude higher than in Ribera Salada: e.g.  $SSC > 500 \text{ g l}^{-1}$  in Araguás ( $0.45 \text{ km}^2$ ; Nadal-Romero et al., 2008a),  $173 \text{ g l}^{-1}$  in Ca l'Isard ( $1.32 \text{ km}^2$ ; Soler et al., 2008) or  $357 \text{ g l}^{-1}$  in the River Isàbena ( $445 \text{ km}^2$ , Lopez-Tarazon et al., 2009).

Despite the variability observed in the hydro-sedimentary responses of the flood events registered during the 3 study years, data indicated differences between seasons. Winter floods are long (i.e. from 1 to 5 days) with high *WY* (i.e. average of  $0.076 \text{ hm}^3$ ), and with relatively small peaks (i.e. average  $Qp < 1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Sedimentary activity is very low compared with the other seasons, the average  $SSC_{mean}$  and  $SSC_{max}$  were  $0.025 \text{ g l}^{-1}$  and  $0.069 \text{ g l}^{-1}$  respectively. Mean *SSL* was 2.5 Mg per flood. Not just the low intensity of the rainfall and hence the scarce hydraulic activity had a major role controlling low *SSL*, also the low availability of sediment in the catchment as we will properly discussed in section 3.4.2.1. More persistent rainfalls during spring caused a progressive moistening of the soil and an increase of base flows. These conditions produced a greater hydrologic response with higher *WY* (i.e. mean was  $0.073 \text{ hm}^3$ ). The highest *SSL* were also registered in spring; on average, each flood observed during spring carried 17.5 Mg of sediments, in which the average  $SSC_{mean}$  and  $SSC_{max}$  were  $0.075$  and  $0.347 \text{ g l}^{-1}$ , respectively. In summer, however, scarce rainfall and high evapotranspiration volumes implied a low soil moisture and high soil infiltration capacity, which explains the low *WY* (i.e. average of  $0.018 \text{ hm}^3$ ). Even so, *SSL* is high mainly driven by high *SSC* (i.e. mean  $SSC_{mean}$  of  $0.155 \text{ g l}^{-1}$  and mean *SSL* of 10.7 Mg per flood). The combination between short duration and a high peaks determined the high flashiness index (*FI*) of the summer floods (i.e. average value of  $0.9 \text{ l s}^{-1}$ ), having a direct impact on the relatively high  $SSC_{mean}$  registered during this season (also reported by Tuset et al., 2016). Autumn floods are characterized by having the highest average  $SSC_{max}$  ( $0.73 \text{ g l}^{-1}$ ). However, this high value is attributed to the high sedimentary activity concentrate in two of the flood events registered in October. However, the average *SSL* is low, 4.2 Mg per flood.

In summary, our results indicated that  $SSC_{max}$  was always obtained during the floods registered between August and October, being controlled by early autumn rainstorms, while the minimum concentrations were observed at the end of autumn and winter during low flow conditions. The 77% of the  $SSL$  has been carried during the floods registered in spring and during August.

### 3.4.2 SUSPENDED SEDIMENT DYNAMICS

We have analysed the dynamics of suspended sediment transport at two different scales: (i) monthly and (ii) flood-based. Monthly, suspended sediment dynamics have been studied through the relationship between monthly  $WY$  and  $SSL$ . Hysteresis patterns in these relationships have been analysed to study the general annual sedimentary response of the catchment. Flood-based dynamics have been analysed based on  $Q$ - $SSC$  relations for a total of 72 events. These relations help in providing insights into the role of sediment availability and supply during flood events.

#### 3.4.2.1 Monthly Dynamics

$SSL$ - $WY$  relations per each study year and for the whole study period are presented in Figure 24. The pattern observed in 2005-06 is the one differing more, characterised by a marginal response of the  $SSL$  to the increase of  $WY$ , in exception to August where there is a significant increase of the  $SSL$  (Figure 24A) as a consequence of the high magnitude flood ( $Qp = 5.85\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) registered that month (Figure 21). Figure-of-eight hysteresis are observed in 2006-07, 2007-08 and also for the entire study period (Figure 24B, 24C and 24D). The amplitude of the loops of these hysteresis are different in each period, being the one observed in 2007-08 the largest and also the period transferring the largest  $SSL$ . Overall, for the whole study period (2005-08), sediment transport was very low from November to March. The low rainfall erosivity (i.e. low rainfall intensities and snow rainfall; e.g. López-Vicente et al., 2008), freezing (e.g. Renard et al., 1994), as well as the exhaustion of the available sediment in the beginning of the cold period, determined the observed residual  $SSL$  (Tuset et al., 2020). Hydro-sedimentary activity in spring increased with the increase of rainfall and temperature. The higher frequency and magnitude of rainfall events entailed an intensification of water supply to the river system between March and May. The transfer of sediments increased with flow discharge (Figure 24D), reaching the maximum values in May. Runoff and sediment production reduced until July, together with rainfall. The transfer of sediments no longer maintained the same capacity because sediments were depleted. Although sediment supply is closely linked to runoff generation during this period (March to June), a marginal clockwise pattern is observed. Conversely, from July to

October, *SSL* increased despite the reduction in *WY*. This situation yielded a counterclockwise hysteresis pattern (Figure 24D). These monthly changes on the *SSL*-*WY* relations can be also attributed to changes on rainfall intensity (thus erosivity) and vegetation cover on agricultural fields. These observations are reinforced by the recent work by Tuset et al. (2020) and were also previously reported by for instance (Nunes et al. (2011) and Piacentini et al. (2018)).

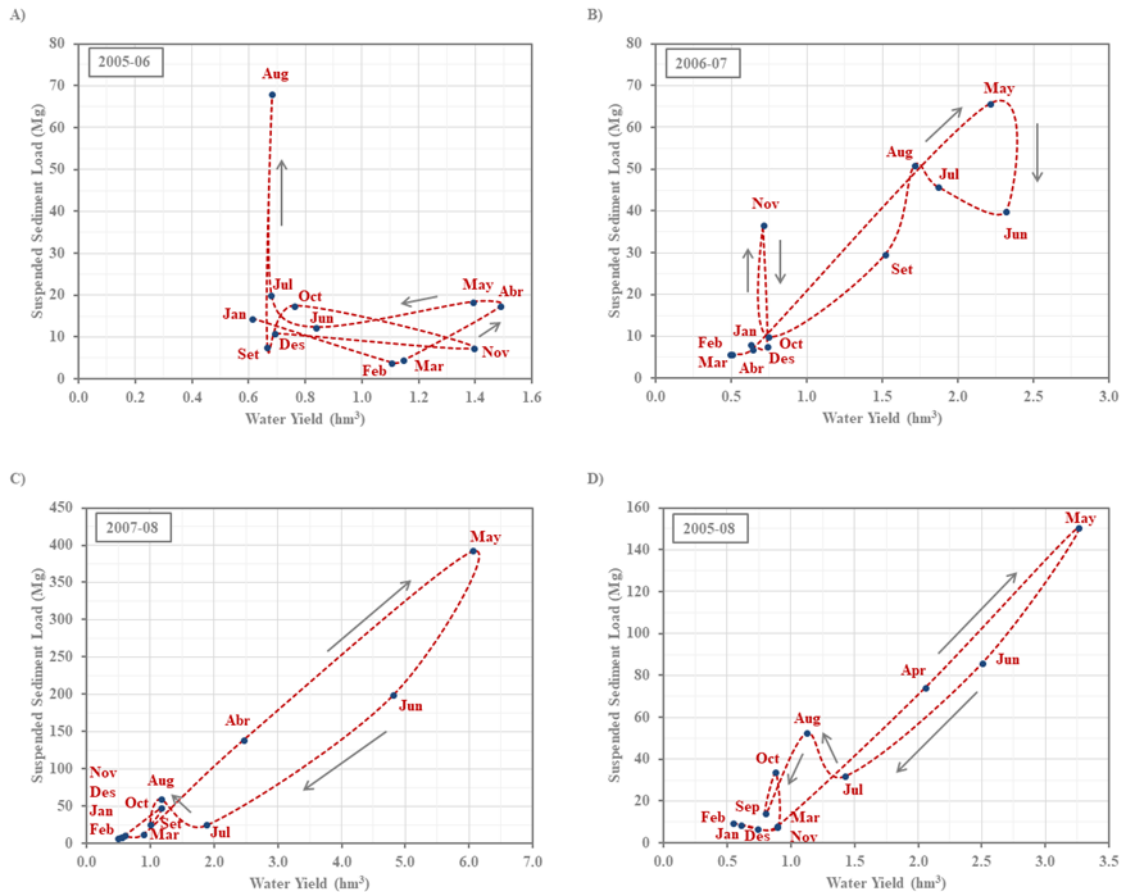


Figure 24 Monthly hysteresis loop of suspended sediment load for each study year (i.e. A. 2005-06, B. 2006-07 and C. 2007-08). D) Monthly hysteresis loop of monthly suspended sediment load average for all the study period (i.e. from Nov 2005 to Nov 2008). Note the differences axe scale between figures.

### 3.4.2.2 Flood-based Dynamics

Figure 25 presents flood-based relationships between *SSL* and *WY* for the whole study period (2005–2008) but seasonally segmented in: winter floods (i.e. from November to March, Figure 25A), spring floods (i.e. from April to June, Figure 25B) and summer–early autumn floods (i.e. from July to October, Figure 25C). Although scatter is evident, all relations show a positive response, indicating *SSL* is directly and positively correlated with *WY*. In the case of the spring floods (Figure 25B) two different patterns are observed that are mainly determined by differences in sediment supply and availability. The magnitude of the kinetic energy of rainfall and of the flood events determine the slope of the relations where high magnitude events (those

with average of  $Ecl_{60} > 20 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$  and  $Qp > 6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) yielded the steepest relation, as already reported in previous studies (Vericat et al., 2008; Batalla et al., 2010; Vericat and Batalla, 2010; Tuset et al., 2020). High magnitude floods were potentially capable to break-up the surface armour layer of the riverbed, thus increasing the availability of fine materials (i.e. from the subsurface layer), or generating localised channel erosion (i.e. from the banks). The gentle relation, however, is driven by the other floods recorded during the spring (Figure 25B). In general, the scatter in these relations is given by changes in sediment availability and supply at multiple temporal scales that can be analysed by the analyses of individual flood-based  $Q$ -SSC relations.

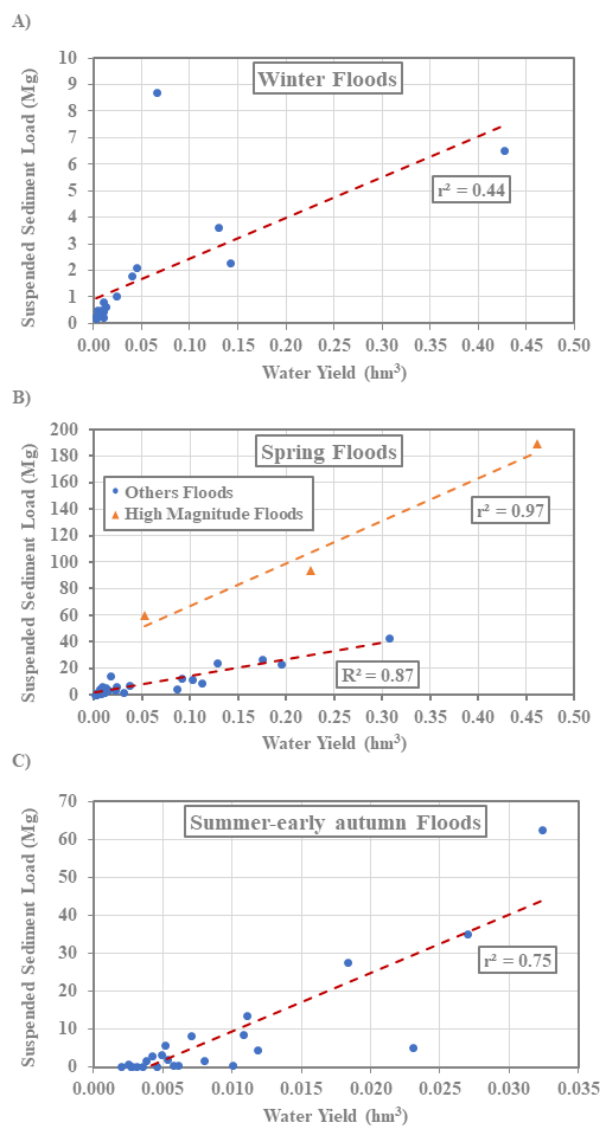


Figure 6 Flood-based relationship between Water Yield ( $WY$ ) and Suspended Sediment Load ( $SSL$ ) for the whole study period (2005–2008) segmented in: (A) winter, B) spring and C) summer–early autumn. Note that two different patterns are observed in spring in relation to sediment availability (see text for more discussion). Note the differences in the magnitude of the axes between figures.

The  $Q$ - $SSC$  relations of 72 floods were classified (Table 15). According to the classification of Williams (1989) we identified: 41 counterclockwise hysteresis loops (i.e. 55.6% of the floods), 18 clockwise hysteresis loops (i.e. 26.4% of the floods), 3 figure-of-eight hysteresis loops (i.e. 4.2% of the floods) and 2 single-valued relations (i.e. 2.8% of the floods). One more group has been recognised corresponding to a non-identified pattern ( $n=8$ , i.e. 11.1% of the floods).

Sediment exhaustion was observed in floods with multiple peaks, i.e. the magnitude of  $SSC$  reduces as flood progresses. Similar dynamics were observed by for instance Rovira and Batalla (2006) and Oeurng et al. (2010) in other Mediterranean mountain catchment.

Table 15. Monthly distribution of the hysteresis observed at the *ISTIS* (November 2005 to October 2008).

Hysteresis patterns	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	%
Counterclockwise (CC)	0	1	1	0	3	9	6	6	3	7	2	2	55.6
Clockwise (C)	1	0	3	0	0	3	5	2	2	1	2	0	26.4
Figure-of-eight (F8)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	4.2
Single-Value (L)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2.8
Non-identified Pattern (NP)	3	0	1	3	1	0	0	0	0	0	0	0	11.1

#### *Counterclockwise hysteresis*

Spring events (i.e. from April to June) accounted the 52.5% of the counterclockwise hysteresis (Table 15). These events are characterised by generalised rainfall (i.e. spatially distributed across the entire catchment) with low to moderate rainfall amounts and intensities and low to moderate sediment supply (i.e. 8.1 Mg per event on average). Nevertheless, the high frequency of events (i.e. one every 7 days) results in a large quantity of  $SSL$ . In contrast, summer and early autumn flood events (i.e. from July to October) accounted the 35% of the counterclockwise hysteresis (Table 15). These events are caused by extremely localised convective storms with high rainfall volumes and intensities, which double the records of spring events in the Inglabaga sub-catchment. Sediment contribution is lower (i.e. 4.9 Mg per event) and less frequent (i.e. an event every 20 days) than spring events. These values not include the high magnitude floods than break-up the surface armour layer of the riverbed or generating localised channel erosion (e.g. 1<sup>st</sup> June 2008 flood event).

According to previous studies (Tuset et al., 2016 and 2020), the Canalda sub-catchments provide the highest  $DR$  (in terms of both volume and magnitude), whereas the Fred-Plana sub-catchments provide the majority of the base flow during floods. Hortonian flows are only generated during very intense rainfall events due to soil saturation (Verdú et al., 2000; Tuset et al., 2020). These flows are more frequent in the lower parts of the slopes, near the river channel and in concave parts in the valley bottom. Therefore, we hypothesize that the main source for runoff are areas proximal to the channel network and adjacent coupled hillslopes. In terms of

sediment transport, Tuset et al. (2020) reported that main sediment sources in the Canalda sub-catchments are the channel itself, banks and the neighbouring slopes. The erosion of these sediments is determined by the magnitude of the shear stress or stream power (e.g. Park and Hunt, 2017). Conversely, the channel network in the Fred-Plana sub-catchments (Figure 20) is characterised to be incised in the conglomerates with a marginal presence of soils in the banks. This condition reduces the possibility to erode fine sediments from the margins of the main channels. This situation makes the Canalda sub-catchments as the main source of sediments in the study area, being what explains why the SSCs increased generally during the falling limb of the floods, i.e. increments of the SSCs are related to the location of the sediment sources, being relatively far compared to the contributing area for runoff (e.g. Figure 26). Our results are similar those obtained in other catchments in the Mediterranean region (e.g. Mano et al., 2009 and Oeurng et al., 2010). In addition, suspended sediments are transported more or less at the mean flow velocity, which is lower than the flood wave celerity. This means that if the length of travelling distance from sources is large, a time delay will be between  $Q$  and SSC peaks will be observed, generating a counterclockwise loop in the relation (Klein, 1984; Williams, 1989; Nistor and Church, 2005).

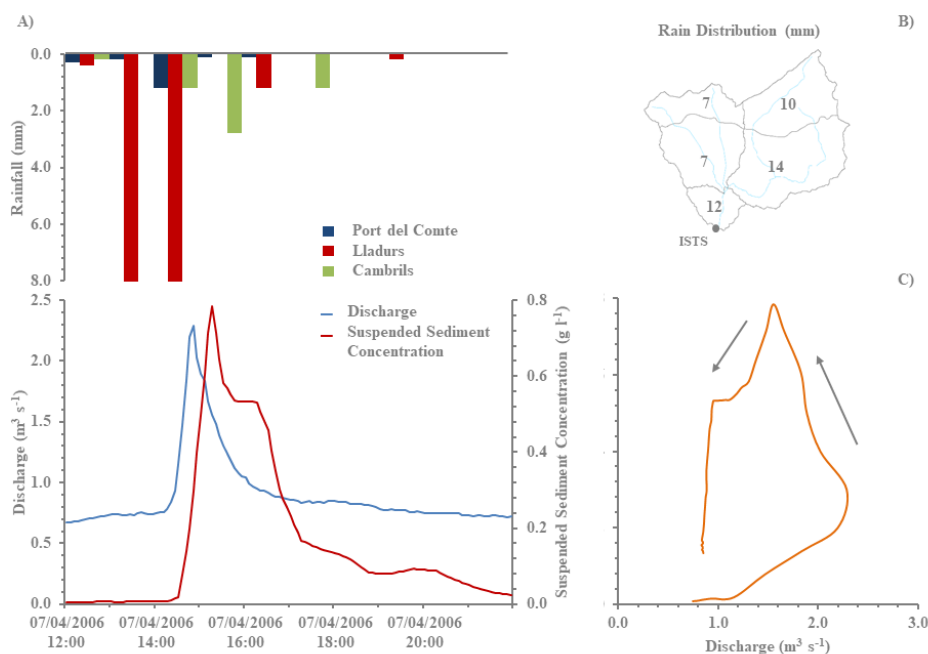


Figure 26 Example of counterclockwise hysteric loop for spring events within the Ribera Salada Catchment. A) Hyetographs, hydrographs, sedigraphs; B) Radar rainfall distribution; C)  $Q$ -SSC relationship is shown for 7<sup>th</sup> April 2006 flood.

As stated, counterclockwise patterns are also observed during summer and early autumn flood events. Mainly, this type of pattern is generated in two situations: (i) when the catchment is dry and long and very intense rainfall is recorded in the Inglabaga sub-catchment, and (ii) when

the catchment is wet, due to antecedent rainfall (i.e.  $Pd7$ ), and rainfall has a moderate intensity but affects a larger area. These events reacted generating sudden, short-lived floods with high concentration of suspended sediment (i.e.  $SSC_{max}$ ), although overall  $SSL$  was moderate. Examples of these situations are presented in Figures 27 and 28.

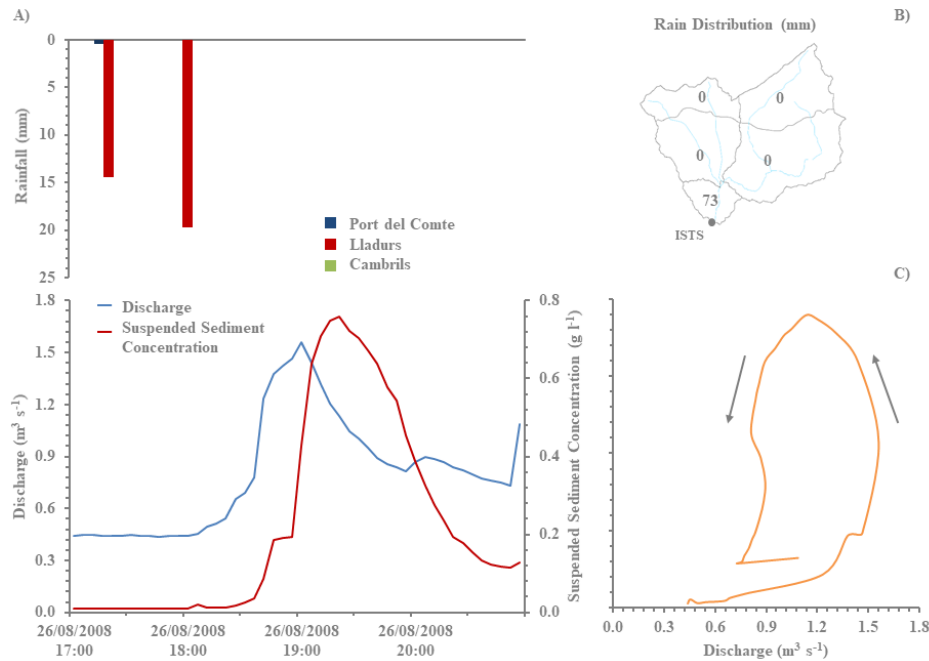


Figure 27 Example of counterclockwise hysteretic loop for summer-early autumn events within the Ribera Salada Catchment. A) Hyetographs, hydrographs, sedigraphs; B) Radar rainfall distribution; C) Q-SSC relationship is shown for 26<sup>th</sup> August 2008 flood.

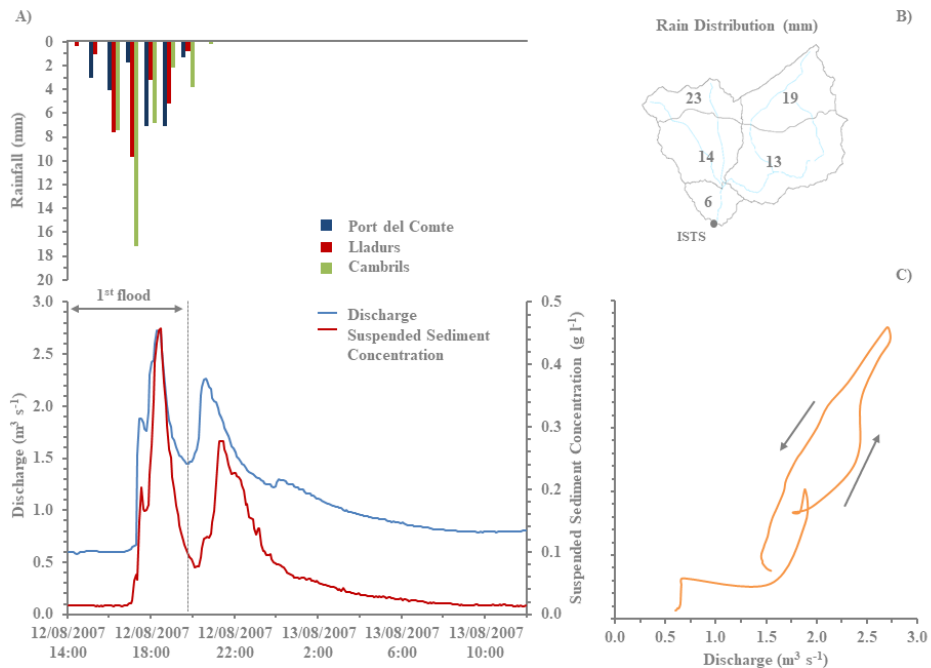


Figure 28 Example of counterclockwise hysteretic loop for summer-early autumn events within the Ribera Salada Catchment. A) Hyetographs, hydrographs, sedigraphs; B) Radar rainfall distribution; C) Q-SSC relationship is shown for the first 12<sup>th</sup> August 2007 flood.

The flood events with a counterclockwise hysteresis show a delay between the  $Qp$  and  $SSC_{max}$  (i.e. represented by the  $T-Lag$ ). Our observations indicate that the minimum  $T-Lag$  is less than 5 minutes, while maximum values around 175 minutes are also computed. On average, the  $T-Lag$  is 30.1 minutes. Nadal-Romero et al. (2008) obtained the same value we have obtained for the Ribera Salada in the Araguás Catchment (Central Pyrenees; 0.45 km<sup>2</sup>). As it has been stated in the literature (e.g. Heidel, 1956; Williams, 1989), there is no agreement to establish the main factors that control the time lag. In the particular case of the Ribera Salada, we have tried to study which can be the main factor controlling the observed  $T-Lag$ . Two multivariate analyses between  $T-Lag$  and several variables describing rainfall, runoff and sediment transport were ran. The multivariate regression describes the independent contribution of each variable to the magnitude of the  $T-Lag$ . The major limitation of this regression technique is that it can only determine the statistical relationships between variables, but it does not inform of the underlying causal mechanism.

The first analysis was done with the flood events registered during spring (i.e. from March to June;  $n=21$ ), while the second one was done with the events of summer-early autumn (i.e. from July to October;  $n=14$ ). In general, the coefficients of determination ( $r^2$ ) of the multivariate regressions vary between 0.79 and 0.94, respectively. In the spring, a total of 5 flood-based variables (i.e. 4 rainfall and 1 suspended sediment transport variables) were correlated with the  $T-Lag$ . The results of the beta coefficients and the final form of the equations are shown in Table 16. Here we only highlight some of the main results. These results show that rainfall variables are better correlated with the  $T-Lag$  than the other type of variables:  $Pd7$  and  $Pd$  are negatively correlated, while  $Pd1\_UpCa$  and  $Imax_{60\_LI}$  is positively. At the same time,  $SSL$  is inversely correlated with  $T-Lag$ . The total precipitation ( $Pd$ ) is the variable supplying more weight to the equation. Nevertheless, high values of  $Pd7$  and  $SSSL$  guarantee shorter  $T-Lag$ , which  $Pd$  cannot achieve despite having a greater weight. This fact reveals that in wet springs or with abundant hydro-sedimentary activity, the catchment's connectivity increases, thus reducing response time. In dryer periods, response time increases when the maximum intensity of the precipitation is located near the catchment's outlet ( $Imax_{60\_LI}$ ), far from the main source of sediment. According to the  $T-Lag$  values presented in table 14, three different main groups can be observed during the spring events. The first group of floods, when  $Pd7 < 1$  mm and  $PER > 20$  days, is composed by two floods caused by abundant rainfall (i.e. average  $Pd$  was 14.6 mm) after a long period without activity (i.e. average  $PER$  was 28 days) and, in general, without rainfall within the previous week (i.e.  $Pd7$  near 0). Mena  $T-Lag$  for these floods is 25 min. In these circumstances, the catchment has accumulated sediment after a period of inactivity and the fraction of this sediment that is well connected to the fluvial network can easily be set in motion.



Even so, this type of floods is not efficient because, although sediment availability is high, competent flows are not exceeded enough time to transfer the sediments out of the catchment; therefore, we have considered this as the Low efficiency group. The second group, when  $Pd7 > 25$  mm and  $PER < 10$  days, is composed of eight floods registered just after another flood event, and is characterised by having very high mean  $Pd7$  (i.e. 47.6 mm), a very low mean  $PER$  (i.e. 1.7 days) and short  $T-lag$  (i.e. 12.1 min). The catchment is in a saturated state that promotes runoff generation and, consequently, enhances connectivity. High connectivity together with high  $Qp$  values allow a relative larger transfer of sediments (i.e. 4.0 Mg per event on average) and reduces the lag time between  $Qp$  and  $SSC_{max}$ ; therefore, this group is considered having a Moderate efficiency. The analysis of this group not include the 1<sup>st</sup> June 2008 flood event. In this case, the contribution of subsurface material alters, in excess, the mean values of  $SSL$  (i.e. the ordinary behaviour). Finally, the third group (i.e. average  $T-Lag$  of 31 min), the most common, is composed by eleven floods with moderate  $Pd$ ,  $Pd7$  and  $PER$ , with mean values of 11.4 mm, 16.7 mm and 6.9 days, respectively. These conditions implied a longer  $T-Lag$ , which means that sediment sources are located further away; considered a group with High efficiency (i.e. 6.7 Mg per event on average).

Table 5. Multivariate analyses between  $T-Lag$  and rainfall and sediment transport variables of counterclockwise hysteresis flood events (see table 12 for abbreviations). Note that the analyses were ran independently for the spring and summer-early autumn seasons. Only statistically significant (see  $p$  values at the bottom of the table) variables are included in the table; thus, variables that do not statistically explain the variability of the equation are not included in this table.

Season	Variable	Beta Coefficients									Sediment transport variables		
		Rainfall variables									PER	SSSL	
		$Pd7$	$Pd$	$Pd1\_UpCa$	$Pd1\_LwCa$	$Pd1\_UpFR-PI$	$Pd1\_ISTS$	$Imax_{60\_PC}$	$Imax_{60\_Cm}$	$Imax_{60\_LL}$			
Spring	$T-Lag =$	-0.84	-1.47	0.70					0.49			-0.60	
Summer-early autumn	$T-Lag =$	-0.68			-0.58*	1.86	-1.05	-1.17	-1.56			-0.31**	-0.53
Season	Variable	Equation										$r^2$	
Spring	$T-Lag =$	$-0.838*Pd7-5.915*Pd+2.011*Pd1\_UpCa+1.689*Imax_{60\_LL}-0.072*SSSL+80.596$										0.79	
Summer-early autumn	$T-Lag =$	$-0.961*Pd7-1.722*Pd1\_LwCa+4.406*Pd1\_UpFR-PI-1.166*Pd1\_ISTS-3.196-Imax_{60\_PC}-4.746*Imax_{60\_Cm}-0.293*PER-0.674*SSSL+117.448$										0.94	

Are significant at:  $p < *0.06$  and  $**0.10$ . The rest are significant at  $p < 0.05$

The second analysis was performed based on the floods registered in summer and early-autumn. According to the results of the multivariate analysis (Table 16),  $Pd7$ ,  $Pd1\_LwCa$ ,  $Pd1\_ISTS$ ,  $Imax_{60\_PC}$ ,  $Imax_{60\_Cm}$ ,  $PER$  and Seasonal Suspended Sediment Load (SSSL) are negatively correlated with  $T-Lag$ , whereas  $Pd1\_UpFR-PI$  is positively correlated. Among all the used explanatory variables,  $Imax_{60\_Cm}$  plays the main role in shortening  $T-Lag$  (i.e. it has the highest  $Beta$ : 1.86). Our results show that in local events, affecting one or two sub-catchments,

*T-Lag* is always very short, especially if these events are located either on Fred or la Plana headwaters or on the catchment's outlet. The connectivity between the fluvial network and sediment sources in these areas is higher than the observed in the Upper and Lower Canalda sub-catchments, as it seems to be shown by the higher weight of the *Betas* of the variables *Imax<sub>60</sub>\_Cm* and *Pd1\_ISTS*. In these cases, runoff generation areas and sediment sources are very close or even in the same location. In events where all the catchment is affected and precipitation is abundant and intense in the sub-catchments of Upper and Lower Canalda (i.e. the main areas of quick-response runoff production; Tuset et al., 2016) and *ISTS*, *T-Lag* is short. In these circumstances, the catchment produces high volumes of runoff which translates into an increased connectivity, thus facilitating sediment supply from agricultural fields into the fluvial network. In the opposite scenario, *T-Lag* increases.

#### *Clockwise hysteresis*

The 52.6% of the clockwise hysteresis were observed during spring, 26.3% during summer and 21.1% during winter (Table 15). Flood events in spring and summer presenting clockwise hysteresis are characterized by large volumes of antecedent rainfall (*Pd7*) and high total rainfall (*Pd*) (i.e. on average, 21 and 18 mm, respectively), whereas they have low to moderate maximum hourly rainfall intensities (i.e. an average *Imax<sub>60</sub>* of 6.7 mm). In general, flood periodicity in these seasons is high (i.e. *PER*, on average, the number of days between events was of 11). Despite these similitudes, floods during spring produce moderate to high *Qp* and *SSL* (i.e. an average of 3.3 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> and 38.1 Mg, respectively), whereas during summer these values are lower (i.e. an average of 0.8 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> and 1 Mg, respectively). Clockwise hysteresis observed during autumn had a lower hydro-sedimentary activity (i.e. average *Pd7* and *PER* of 0.8 mm and 43.6 days respectively). Rainfall is moderate (i.e. *Pd* average of 14.1 mm), which generates floods with low *Qp* and *SSL* (i.e. an average of 0.7 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> and 3 Mg, respectively).

However, when a flood event is not able to transfer the sediment to the outlet of the basin, this sediment will remain in the channel until a new competent flood event (e.g. Figure 29) entrains it (e.g. Seeger et al., 2004; Rovira and Batalla, 2006; Oeurng et al., 2010; López-Tarazón et al., 2012), situation known as the *bulldozer effect* (Regüés et al., 2000a; Seeger et al., 2004). Our results indicate that the material deposited in the bed exhausts gradually with every new event. These results agree with Walling and Webb (1983) and Vansickle and Beschta (1983), which suggested that clockwise hysteresis reflects a progressive decline in sediment availability during the succession of events (e.g. Figure 30).

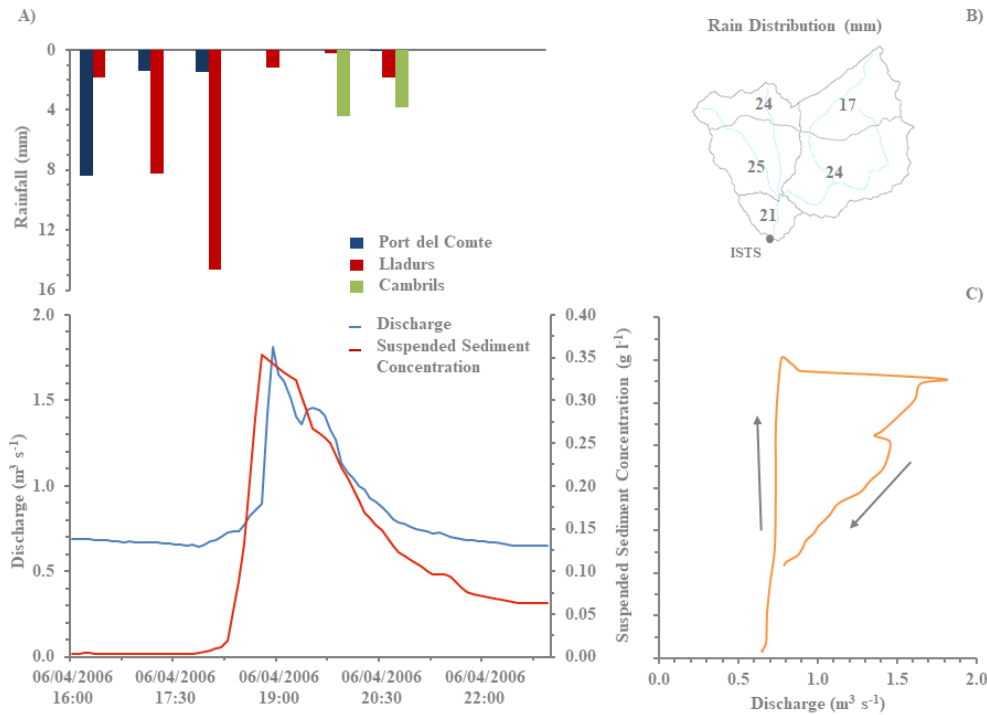


Figure 29 Example of clockwise hysteric loop for events within the Ribera Salada Catchment. A) Hyetographs, hydrographs, sedigraphs; B) Radar rainfall distribution; C)  $Q$ -SSC relationship is shown for 6<sup>th</sup> June 2006 flood.

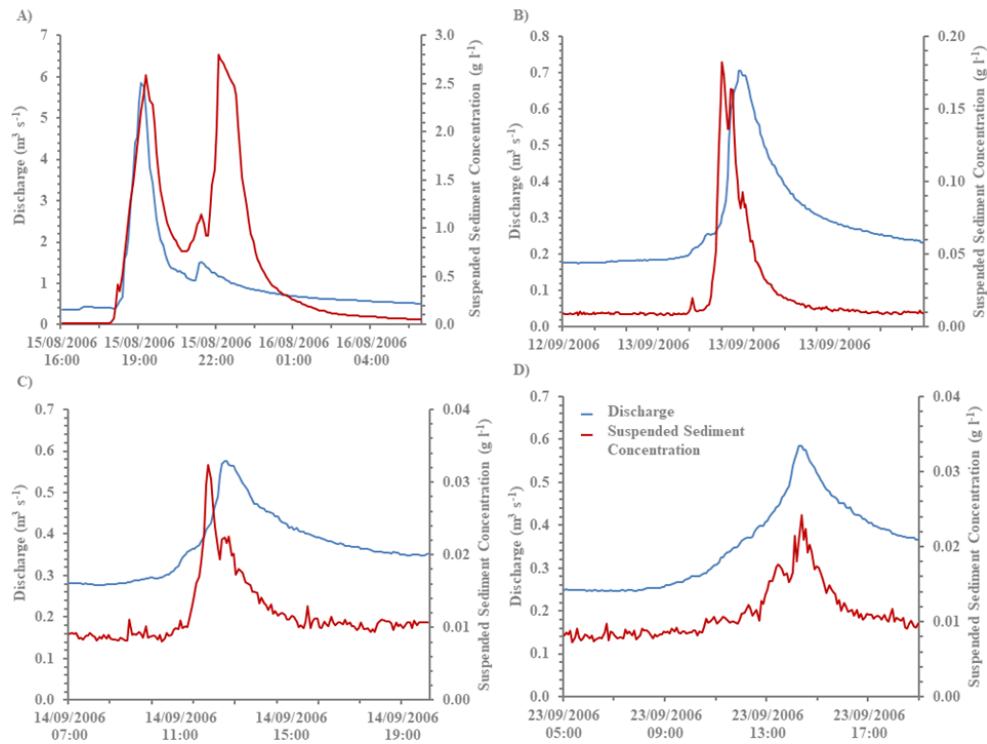


Figure 30 Hydrographs and sedigraphs corresponding to A) 15<sup>th</sup> August 2006 event. The floodwater deposited an important quantity of material on the bed during the recession. The next three events (i.e. B. 12<sup>th</sup> September 2006, C. 14<sup>th</sup> September 2006 and D. 23<sup>th</sup> September 2006 events at ISTS) and the successive ones cleaned continuously the channel up to the exhaustion of the material deposited by the first flood.

Worth to mention dynamics observed during high magnitude events. According to previous studies (Vericat et al., 2008; Batalla et al., 2010; Vericat and Batalla, 2010; Tuset et al., 2016), those floods are capable to break up the surface armour layer of the riverbed (e.g. Batalla et al., 2010), thus increasing the availability of fine materials (i.e. from the subsurface layer). These can also; generate localised channel erosion (i.e. from the banks). An example of these dynamics is presented in figure 31. The increase on *SSC* is observed around a  $Qp = 6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . This value yields a shear stress around  $40 \text{ N m}^{-2}$ , a value close to the critical shear stress to break up the armour layer as previously reported (Vericat et al., 2008; Batalla et al., 2010), what would cause an increase of fine sediments from the subsurface materials. Field observations made by Vericat and Batalla (2010) suggested that most of the bed was mobile during this event. Several authors have reported clockwise hysteresis attributed to the release of subsurface material in an armoured river bed (e.g. Regüés et al., 2000a) and to the increase of fine sediments caused by bank erosion (e.g. Rovira and Batalla, 2006; Gimenez et al., 2012).

The flood events with a clockwise hysteresis show a negative *T-Lag*. Our observations indicate that the minimum *T-Lag* is less than -5 minutes, while maximum values around -450 minutes have also been computed. On average, the *T-Lag* is -93 minutes. One multivariate analysis between *T-Lag* and several variables describing rainfall, runoff and sediment transport was ran. The analysis was done with the flood events recorded during all the study period ( $n=19$ ). The coefficient of determination ( $r^2$ ) of the multivariate regression was 0.41. A total of 4 flood-based variables (i.e. rainfall variables) were correlated with the *T-Lag*. The results of the *Beta* coefficients and the final form of the equation is shown in Table 17. These results show that rainfall variables are better correlated with the *T-Lag* than the other type of variables: *Pd1\_UpCa* and *Pd1\_LwFR-Pl* are negatively correlated, while *Pd1\_LwCa* and *Pd1\_UpFR-Pl* are positively. The great distance between Upper Canalda and *ISTS* and the crop fields and the river network in Lower Fred-Plana, would explain these results. The poor correlation between precipitation variables and *T-Lag* is explained by the dependence of the process of sediment remobilization with the hydraulics of floods.

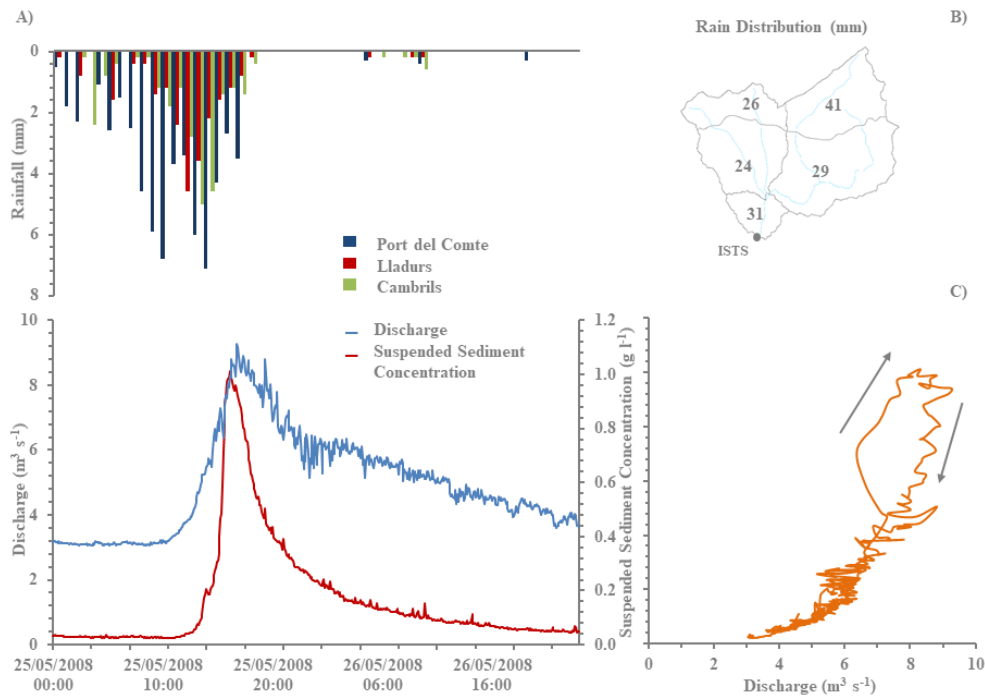


Figure 31 Example of clockwise hysteretic loop for events that break-up the armour of bed. A) Hyetographs, hydrographs, sedigraphs; B) Radar rainfall distribution; C) Q-SSC relationship is shown for 25th May 2008 flood.

Table 17. Multivariate analysis between *T-Lag* and rainfall and sediment transport variables of clockwise hysteresis flood events (see table 12 for abbreviations). Only statistically significant (see *p values* at the bottom of the table) variables are included in the table; thus, variables that do not statistically explain the variability of the equation are not included in this table.

Variable	Beta Coefficients			
	Rainfall variables			
	<i>Pd1_UpCa</i>	<i>Pd1_LwCa</i>	<i>Pd1_UpFR-PI</i>	<i>Pd1_LwFR-PI</i>
<i>T-Lag</i> =	-1.55	3.1	1.57	-3.47
Variable	Equation			<i>r</i> <sup>2</sup>
<i>T-Lag</i> =	-15.993* <i>Pd1_UpCa</i> +42.204* <i>Pd1_LwCa</i> +29.736* <i>Pd1_UpFR-PI</i> -56.060* <i>Pd1_LwFR-PI</i> -70.731			0.41

Are significant at: Intercept  $p < 0.32$ . The rest are significant at  $p < 0.05$

### Figure-of-eight hysteresis

Three floods showed the figure-of-eight loops in summer (Table 15). These floods are characterised by having one peak in the hydrograph and two in the SSCs. Two loops with opposite directions are observed in the Q-SSC relation, one clockwise direction and another counterclockwise or vice versa; what means that two subtypes of figure-of-eight hysteresis can be observed. Figure 32 shows an example of a flood were a first clockwise loop is observed following by a counterclockwise one. These floods are characterized by evenly distributed rainfall throughout the catchment, although the highest amount and intensity of rainfall are concentrated in the sub-catchment of Inglabaga (i.e. average of  $Pd1\_Ing = 30.8$  mm and  $Imax60\_LL = 18$  mm h<sup>-1</sup>). The response of the catchment is immediate, generating flash floods

with low runoff production (i.e. average of  $0.014 \text{ hm}^3$ ), generating relatively large values of  $SSC_{mean}$  and  $SSC_{max}$  (i.e.  $0.28 \text{ g l}^{-1}$  and  $2.7 \text{ g l}^{-1}$ , respectively). Our observations indicate that the first  $SSC$  peak responds to the transfer of sediment stored in the bed, while the second  $SSC$  peak may be attributed from the transfer of sediments from more distal sources as the crop fields, following the same mechanism of the counterclockwise hysteresis loops generated in summer. These observations are in agreement with Megnounif et al., (2013), who concluded that this type of hysteresis can be understood as a sequence of sediment inputs from distinct sediment sources. They indicated that the initial clockwise loop is caused by sediment depletion in the channel system or by flushing sediments eroded at the beginning of the runoff generation. Some sediment sources are connected later, delaying the transfer of sediments to the channel network and induce a counterclockwise loops.

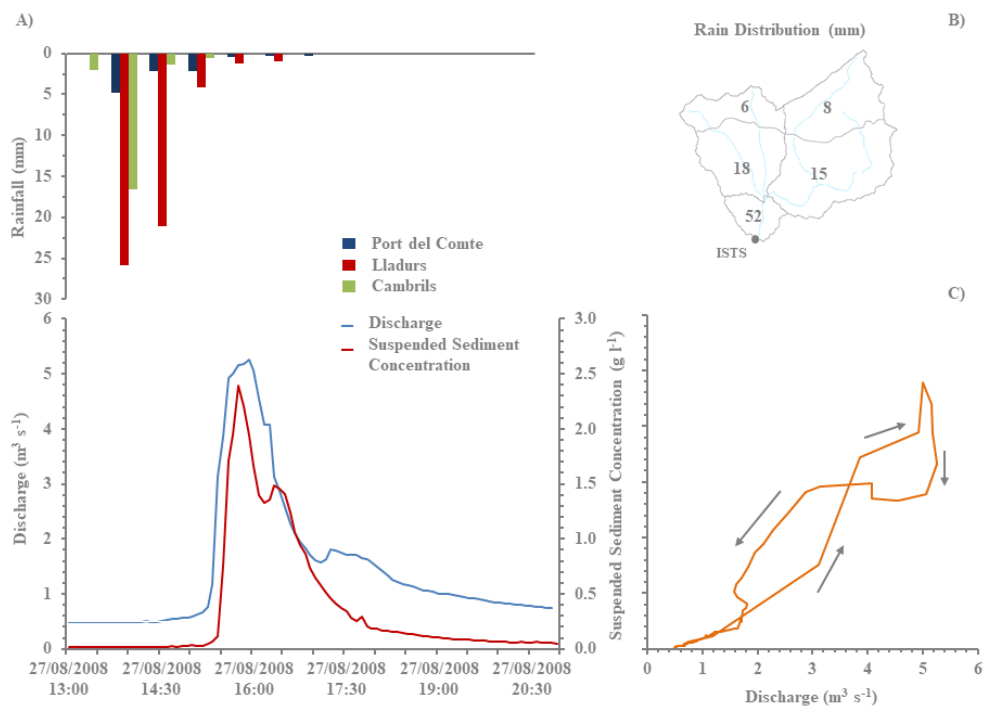


Figure 32 Example of figure-of-eight hysteresis loop pattern for events within the Ribera Salada Catchment. A) Hyetographs, hydrographs, sedigraphs; B) Radar rainfall distribution; C)  $Q$ - $SSC$  relationship is shown for 15<sup>th</sup> July 2006 flood.

### Linear relations

We found two floods showing linear relations. The recognition of these events has been restricted to the floods with a  $HI_{mid}$  located between  $\pm 0.10$  (Table 14). The floods were recorded in the middle of September (i.e. in the summer and early autumn stage). The Single-Value-Line hysteresis are observed during flood events that presented a very low  $Qp$  (i.e.  $0.59$  and  $0.63 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) and  $SSC_{max}$  (i.e.  $0.024$  and  $0.022 \text{ g l}^{-1}$ ) attributed to low intensity rainfall events (i.e.  $I_{max60} < 6 \text{ mm h}^{-1}$ ). In this scenario, low intensity rainfall cannot generate Hortonian runoff to set in

motion the sediment from the crop fields (i.e. the main source of sediments in summer and mid-autumn, according to Tuset et al., 2020). The low sediment activity observed in both floods (i.e. SSL of 0.52 and 0.49 Mg) leads us to hypothesise that there is a residual supply of sediment from the channel and banks. These results agree with the conclusions of others authors (e.g. Walling and Webb, 1983; Hudson, 2003), where sediment supply was controlled by the mobilization of in-channel fine materials than on the supply of hill slope sediments. These relations are not observed in many Mediterranean catchments. On those where are observed, their frequency is marginal as in the case of the Ribera Salada (e.g. Alexandrov et al., 2007; Mano et al., 2009; Oeurng et al., 2010 and Megnounif et al., 2013).

#### *No pattern*

Eight cases have been identified within this category (i.e. no pattern; see Table 14). All the cases occur between November and beginning of March (i.e. in winter stage, Table 15). During these months the catchment is, in hydro-sedimentary terms, paused. Sediment sources are exhausted and hydrological inputs are concentrated at the top of catchment as snow. These floods have a low magnitude (i.e.  $Qp$  do not exceed  $1.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  in November and  $0.6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  in winter months) and very low geomorphological activity, where  $SSC_{max}$  oscillates between 0.008 and  $0.029 \text{ g l}^{-1}$  (see table 14 for more information). In addition, frost is present in almost all areas of the catchment during the coldest night hours, preventing sediments detachment.

This type of relations is reported in few occasions in the literature. In the River Isábena (Southern Pyrenees), which, despite being a catchment with a high sedimentary activity, only the 6% of the flood events were categorised as no pattern in the  $Q$ -SSC relation (López-Tarazón et al., 2009). In the same way, in the Wadi Sebdou semi-arid catchment (Algeria), some events with an absence of hysteresis were also observed by Megnounif et al (2007).

### **3.4.3 EXPORTING WATER AND SEDIMENTS: ANNUAL CYCLES**

Table 18 shows a review of hysteresis patterns and their causes in Mediterranean catchments. All studies focused on catchments of the Iberian Peninsula or close to the Mediterranean Sea. There is no sign of a dominant hysteresis loop for all the catchments, as we also observed in the case of the Ribera Salada. Even so, counterclockwise patterns show a tendency to predominate in a higher number of events in the catchments where the main sediment source comes from highly erodible landscapes. Clockwise hysteresis have a greater representativeness in agricultural catchments. In the rest of the cases, a specific tendency or a specific dominance cannot be observed. This review indicates both, the high variability of  $Q$ -SSC relations in Mediterranean catchments and the influence or the role of land use on these. Our results are in agreement with the processes reported in the literature: clockwise hysteresis are

highly influenced by the transport and exhaustion of the sediment accumulated in the channel and in other nearby sources. Counterclockwise hysteresis are determined by sediment supply from distal sources. In this case, sediments usually come either from the whole catchment or from remote localised source areas. However, the variability of situations behind this behaviour might be significant. Other patterns are also observed, although with less frequency, like the single curve line and figure-of-eight relations. In general terms, single curve line relations are achieved when most of the sediments come from all the fluvial network, while figure-of-eight relations are the result of the supply of sediment from multiple sources, being initially from areas close to the outlet and, subsequently, from other distal areas or from sediments that are being supplied during the recession of the flood from more local sources.

Table 18 Review of hysteresis patterns and causes in Mediterranean catchments.

Hysteresis Type	Causes	References
Clockwise	Bank erosion	Rovira and Batalla (2006); Gimenez et al. (2012)
	Transport of nearby available sediment (e.g. hill slopes, steep slopes, etc) to the main channel	Regüés et al. (2000); Seeger et al. (2004); Rovira and Batalla (2006); Nadal-Romero et al. (2008); Oeurng et al. (2010); Megnounif et al. (2007 and 2013)
	The movement of sediment accumulated in the channel ( <sup>1</sup> during the previous seasons)	Regüés et al. (2000); Nadal-Romero et al. (2008); <sup>1</sup> Oeurng et al. (2010); <sup>1</sup> Lopez-Tarazon et al. (2009 and 2011); Gimenez et al. (2012); Megnounif et al. (2007 and 2013)
	The small size of the stream	Nadal-Romero et al. (2008)
	Break-up of the armour in the bed	Regüés et al. (2000)
	The SSC-Q relation of convective storms is characterized by comparatively high SSC and a clockwise hysteresis that signals flushing of fine-grained material from the basin.	Alexandrov et al. (2007)
Counterclockwise	Delayed arrival of what are assumed to be tributary contributions	Alexandrov et al. (2007)
	The sediment sources are located at the far end of the area contributing to surface runoff	Oeurng et al. (2010)
	The sediment sources are widespread throughout the catchment ( <sup>2</sup> flood propagation or conveyance occurs as a kinematic wave).	<sup>2</sup> Regüés et al., 2000; Nadal-Romero et al. (2008); Lopez-Tarazon et al. (2009 and 2011)
	Rainfall events located in the headwaters as well as over the main sediment sources (badlands)	Lopez-Tarazon et al. (2009 and 2011)
	The collapse of the stream banks during the recession	Megnounif et al. (2007)
	The domain of vegetated areas versus the major sediment source areas in runoff producing, providing a flow with low sediment concentrations	Regüés et al. (2000)
	The tributary contributions can produce various counterclockwise loops during flood recession.	Alexandrov et al. (2007)
Frontal storms in semi-arid environments produce this type of hysteresis patterns	Alexandrov et al. (2007)	
Single curve line	The travel time required for slightly heavier sediment laden overland flow to reach the arterial channel system from as far away as the interfluves	Alexandrov et al. (2007)
	The majority of sediments are derived from the hydrographical network	Megnounif et al. (2007 and 2013)
Figure-of-eight (C-CC)	The sediment sources of the first loop come from the channel and surrounding areas and the sources of the second loop come from all over the catchment hill slopes	Nadal-Romero et al. (2008); Seeger et al. (2004)
	First contribution from sediment stored in the channel and nearby sediment sources and followed by banks collapse	Megnounif et al. (2013)



As can be seen in the literature, and also in the case of the Ribera Salada, conditions and mechanisms controlling hysteresis can be different. But, can we identify the main cycles controlling the export of water and sediments and the role of the different type of hysteresis on these, inferring on the conditions and processes governing *SSL*. Our results indicate that three different cycles can be observed in terms of runoff and sediment transport. (a) The first cycle is observed in spring (b) the second in summer–early autumn and, finally, (c) the third one in winter. The months of March and September are transition months which may be closer to one season or to the other depending the year.

(a) Sedimentary and hydrological activity in spring is considered the largest (i.e. 31 floods in three years), mainly determined by the coincidence of the wettest season and the presence of weathered sediments after the winter. The 71.7% of the total *SSL* transferred during flood events is attributed to these floods. The 67.7% of the hysteresis are counterclockwise. Clockwise hysteresis pattern represented the 32.3% of the hysteresis observed in this season (Table 15). Despite the higher frequency of the counterclockwise patterns, the highest *SSL* takes place during the events with clockwise hysteresis loops. These events transferred the 69.1% of the *SSL* in spring. Counterclockwise events supply only the 30.8% of the *SSL*. The main cause of the larger contribution of the spring floods is attributed to the release of subsurface material and to bank erosion during high flow events (i.e. 62.3%). In turn, these events are the responsible of the 44.7.4% of the *SSL* transported during flood events in the whole study period.

(b) These events in summer–early autumn (i.e. 24 floods in the whole study period; Table 15) are caused by extremely localised convective storms with high rainfall volumes and intensities, which record high  $SSC_{max}$  values. The flood–based *SSL* was 186.2 Mg (i.e. 24.3% of total *SSL* of the study period). The sediment load comes from the agricultural fields. The counterclockwise hysteresis loop is the dominant pattern with 58.3% of cases, yielding the 67.3% of the total sediment supply, while the figure-of-eight hysteresis shows the most efficient pattern with a frequency of 12.5% and a *SSL* supply of 29.2%. The others patterns (i.e. single-valued line and clockwise loops) transfer only 3.1% of the total sediment *SSL* transported in this cycle.

(c) When the cold weather begins and sediments are exhausted, hydrologic activity, but especially sedimentary activity, is reduced (Table 15). A total of 17 floods were observed during winter, 47% of them with a residual sedimentary activity and no pattern. Clockwise hysteresis are observed in 23.5% of the events, followed by counterclockwise and figure-of-eight hysteresis only observed in occasion each (i.e. 5.9%). The *SSL* transported during these floods only contributed to the 3.9% of the *SSL* transported during the whole flood events of the study period. Sediment exhaustion, frozen soils, the appearance of a scarce vegetation cover in the

crop fields and almost the disappearance of the convective rainfalls, make this time of the year a marginal period in terms of sediment transport.

### 3.5 FINAL REMARKS AND CONCLUSIONS

This work analyses the suspended sediment dynamics at the meso-scale catchment of the Ribera Salada from November 2005 to October 2008. The Ribera Salada catchment is a forest catchment which is located under the influence of the Mediterranean mountain climate. Suspended sediment dynamics were examined at different levels: (i) sediment patterns at annual, seasonal and monthly scales from the distribution of the suspended sediment loads; (ii) monthly and flood-based dynamics from the analysis of the hysteresis patterns observed in the relations between  $Q$ -SSC of floods. The main conclusions of the study are:

1. The Ribera Salada catchment has a low annual specific sediment yield compared to other Mediterranean catchments (i.e.  $4.2 \text{ Mg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ). Sediment supply and availability are limited, a fact that controls the high interannual variability observed. The role of floods on sediment transport is moderate, an uncommon situation in Mediterranean catchments where the majority of the load is transported during flood events, even in few events.

2.  $Q$ -SSC relations indicate that counterclockwise hysteresis loops are the more frequent pattern in the Ribera Salada at  $IST5$  (i.e. 56% of events). The sediment comes either from the whole basin or from remote localised source areas. Clockwise hysteresis loop, however, is the most efficient pattern in terms of sediment transport (i.e.  $21 \text{ Mg}$  per event) and transfer the largest amount of sediment per year (i.e.  $132 \text{ Mg yr}^{-1}$ ). The high sediment transfer efficiency is due to the release of subsurface material caused by the break-up of the surface armour layer of the river bed. Without the unusual supply of sub-surface sediments, the most efficient pattern would be figure-of-eight (i.e.  $18 \text{ Mg}$  per event). The other observed patterns recorded a low sedimentary activity (i.e. single-curve-line and flood events without  $Q$ -SSC relations). On a seasonal scale, the efficiency of sediment transport in counterclockwise patterns registered in spring is controlled by  $Pd7$  and  $PER$ .  $Pd7$  improves connectivity and facilitates a higher  $Qp$ , whereas a high  $PER$  guarantees a greater sediment availability. When  $Pd7$  is low and  $PER$  is very high, the efficiency is low, because, despite the high availability of sediments, flows are not competent to transfer them. The efficiency is medium when  $Pd7$  is high and  $PER$  is low. Connectivity improvement and higher  $Qp$  values improve sediment transfer. High efficiency is reached when  $Pd7$  and  $PER$  values are medium, which guarantees system

connectivity, flow competence and sediment availability, even when it is located far from the catchment's outlet.

3. The multivariate analysis shows that the *T-Lag* of counterclockwise flood-events are the variables that can be better predicted by a multivariate equation integrating rainfall, runoff and sediment transport variables. A total of 5 variables control the spring *T-Lag* equation: (a) antecedent precipitation, (b) total precipitation, (c) precipitation during the first day on the Upper Canalda sub-catchment, (d) maximum 60-minute rainfall intensity at the rain gauge of Lladurs and (e) seasonal suspended sediment load. There is not a variable that weighs much more than the others in the equation. The equation reveals that in wet years the delay times are low (i.e. high connectivity), while in dry years the magnitude of *T-Lag* is clearly influenced by the location of the rainfall intensity with respect to the source of sediments. In summer, sediment remains disconnected from the fluvial network until harvesting, when all the sediment is available to those events capable to generate Hortonian runoff. The multivariate analysis of summer flood-events obtains a higher correlation coefficient than spring events. A total of 8 variables control the summer *T-Lag* equation: (a) antecedent precipitation, (b) precipitation during the first day on Lower Canalda sub-catchment, (c) precipitation during the first day on Upper Fred-Plana sub-catchment, (d) precipitation during the first day on *ISTS* sub-catchment, (e) maximum 60-minute rainfall intensity at the rain gauge of Port del Comte, (f) maximum 60-minute rainfall intensity at the rain gauge of Cambrils, (g) periodicity and (h) seasonal suspended sediment load. The variables that control precipitation volume or intensity in one part of the catchment have a greater weight in the equation than variables with information from the whole catchment. According to the equation, local events cause a short lag in T response, whereas in global events (i.e. affecting the whole catchment) response time depends on discharge magnitude. In general, *T-Lag* can be used to assess the connectivity between the sediment sources and the flow that transports it out of the catchment.

4. Sediment activity in the catchment is controlled by the frequency and magnitude of floods and sediment availability, which, in turn, depends on the annual cycles of production-deposition-depletion of sediments. This fact creates a positive relationship between water yield (*WY*) and sediment load (*SSL*), which is divided in periods: (A) Winter events, despite their moderate runoff, show a marginal sediment response due to lack of available sediment. (B) In spring, sediment availability from the fluvial network (i.e. channel banks and well-connected slopes) is very high, especially when high magnitude events enable to supply fines from the river bed subsurface materials. Most

of the water and sediments are transferred in this period. (C) In summer – early autumn, in-channel sediments become depleted and harvested fields become the main source of sediments. Hydrological activity is scarce but sedimentary processes are relatively high.

## *CAPÍTOL 4*

---

# *WATER AND SEDIMENT BUDGETS UNVEILING CONTRASTING HYDRO- SEDIMENTARY PATTERNS IN A MOUNTAINOUS MEDITERRANEAN CATCHMENT*



*Imatge: David Estany*

## **CAPÍTOL 4. WATER AND SEDIMENT BUDGETS UNVEILING CONTRASTING HYDRO-SEDIMENTARY PATTERNS IN A MOUNTAINOUS MEDITERRANEAN CATCHMENT**

L'objectiu d'aquest capítol és establir les principals àrees font d'aigua i sediments en una conca mediterrània forestal de mitja muntanya (la Ribera Salada) a múltiples escales temporals a partir del càlcul del balanç d'aigua i sediment en suspensió. Aquest capítol està relacionat amb l'Objectiu Específic 3 de la tesi (OE3).

Els resultats han estat publicats en una revista internacional indexada al JCR-SCI (veure detalls al quadre resum més avall). Es tracta d'una publicació que no s'ha utilitzat en cap altra tesi doctoral, i en la que el primer autor és també l'autor d'aquesta tesi doctoral. El capítol s'estructura seguint els continguts de l'article: base lògica del treball (*rationale*), objectiu, descripció de l'àrea d'estudi i dels mètodes, resultats i discussió i conclusions i, finalment, la llista de notacions del capítol. El capítol és manté en l'idioma original de la publicació.

*Results of this chapter have been published in the following publication:*

*IF (JCR-SCI, 2019): 6.551*

*Subject Area and Category: Environmental Sciences; Q1*

*Tuset, J., Vericat, D., Batalla, R.J., 2020. Water and sediment budgets unveiling contrasting hydro-sedimentary patterns in a mountainous Mediterranean catchment. Sci.*

*Total Environ. 745, 140884.*

*<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140884>*

## 4.1 RATIONALE

Mountain areas play a key role in the generation of runoff (e.g. Viviroli et al., 2003; Viviroli and Weingartner, 2004), especially in basins with arid or semi-arid climates (López and Justribó, 2010). The Pyrenees are a well-known example of this, generating ca.  $\frac{3}{4}$  of the runoff of the whole Ebro basin (85,362 km<sup>2</sup>) the third largest catchment in the Mediterranean basin. Hydrologists and water managers have repeatedly warned of important reductions of river flow (hereafter  $Q$ ) in basin headwaters in the area (e.g. Gallart and Llorens, 2004; García-Ruiz et al., 2011). Interestingly, this phenomenon has been also reported elsewhere in the Mediterranean region (e.g. Pascual et al., 2015; Garcia et al., 2017). Flow reduction is mainly attributed to both changes in climate and, notably, the widespread natural afforestation that has taken place in mountain regions since the large scale land abandonment of the 1950s (e.g. Serrano-Muela et al., 2008; Lorenzo-Lacruz et al., 2012; López-Moreno et al., 2014; Buendia et al., 2016a and 2016b). Reductions in flow poses important threats for water resources, undermining the development of the whole region and the functioning of the fluvial ecosystems. Within this context, the elaboration of water budgets constitutes a major scientific and applied goal, which is essential to understand water production and yield and necessary to infer how human-related changes effects hydrological dynamics and fluvial processes (e.g. Jothityangkoon et al., 2001).

Precipitation is a key element for the construction of such budgets, as well as to help interpreting them. However, high-resolution spatially distributed precipitation data for mountainous areas are difficult to obtain, even if sophisticated interpolation procedures are used, because of the low density of rainfall stations (Barry, 2008). The spatial distribution of precipitation data can be improved using remote sensing tools (radar and satellite data; e.g. Leijnse et al., 2007; van de Beek et al., 2009; Otto and Russchenberg, 2011; Moreno et al., 2012). The quantitative estimation of precipitation by means of weather radar has become an advanced tool for meteorology (e.g. Wilson and Brandes, 1979; Fulton et al., 1998; Harrison et al., 2000; Tabary et al., 2007) and is particularly valuable for hydrological (e.g. He et al., 2011; Seo et al., 2015) and sediment budgeting applications (e.g. Tuset et al., 2016).

Sediments produced in mountain areas reach channel networks and are subsequently transferred downstream. The sediment budget of a drainage basin is the quantitative description of the rates of production, transport, and deposition of mineral detritus in a given period of time. Therefore, in order to construct a catchment scale sediment budget, the temporal and spatial variations of both transfer and storage processes need to be assessed. This task essentially requires i) the recognition and quantification of sediment sources, transport processes and the associated loads, ii) the recognition and quantification of storage elements,

and iii) the identification of the linkages amongst them (Dietrich et al., 1982). A sediment budget is also an important tool for planning, since it allows managers to assess the impact of human activities, estimate the effects of climate change and detect the factors that control the changes in the fluvial system, between other applications (Charlton, 2008). Sediment budgets can take many forms, be constructed over several scales, and incorporate various levels of precision (Reid and Dunne, 2005). Of particular importance within the budget is the sediment flux that transits through the drainage network, and, eventually, reaches the basin outlet and leaves the system; this process is not constant in time (i.e. it occurs mainly during floods) and typically shows non-linear relations with streamflow (i.e. typically controlled by sediment supply and availability).

Understanding the sediment delivery process (i.e. the amount of sediment exported in relation to total upstream production) at the basin scale remains a challenge (see for instance the early review by Walling in 1983). The high variability in the relationship between basin area (hereafter *A*) and suspended sediment yield (hereafter *SSY*) implies that prediction of *SSY* based on *A* alone is troublesome, hence spatially (and temporary) distributed information on land use, climate, lithology, topography, dominant erosion processes and sediment connectivity is required (de Vente et al., 2007). Alternatively, the concept of sediment connectivity is used to explain the continuity of sediment transfer from sources to sinks in a given catchment, and the movement of sediment between different compartments within it: over hillslopes, from hillslopes to channels, and within channels (Bracken et al., 2015).

Sediment transport and associated yield in Mediterranean mountainous catchments are highly variable, being mainly controlled by irregular flashy flow regimes (i.e. floods) and changes on sediment availability, which, in turn, respond to marked variations in climate (temperature, rainfall), runoff, soil properties, geology and land and water uses.

## **4.2 OBJECTIVE**

Within this context, the main objective of this study is calculating the water and the sediment budgets in a mid-mountain Mediterranean forest basin (the Ribera Salada) to establish the main water and sediment source areas on multiple time scales.

## **4.3 STUDY AREA AND METHODS**

### **4.3.1 STUDY AREA**

The Ribera Salada is a 224 km<sup>2</sup> mountainous catchment located in the Southern Pyrenees (NE Iberian Peninsula; Figure 33). The river flows into the Segre in the Rialb Reservoir. Elevation ranges between 460 m a.s.l. and 2386 m a.s.l., what drives marked climatic gradient across the catchment, i.e. subalpine in the headwaters and Mediterranean in the main valley and the



lowlands. Mean annual precipitation (hereafter P) is 763 mm, ranging from 600 mm yr<sup>-1</sup> in the valley bottoms to more than 1000 mm yr<sup>-1</sup> on mountain summits (Ninyerola et al., 2000). The north-western part of the basin sits in the rain shadow of the Canalda sub-catchment (Tuset et al., 2016). Maximum rainfall occurs in spring and the minimum in winter. Mean annual temperature is 11°C, with values reaching -20°C in the winter headwaters and 35°C in the lower part of the valley during summer.

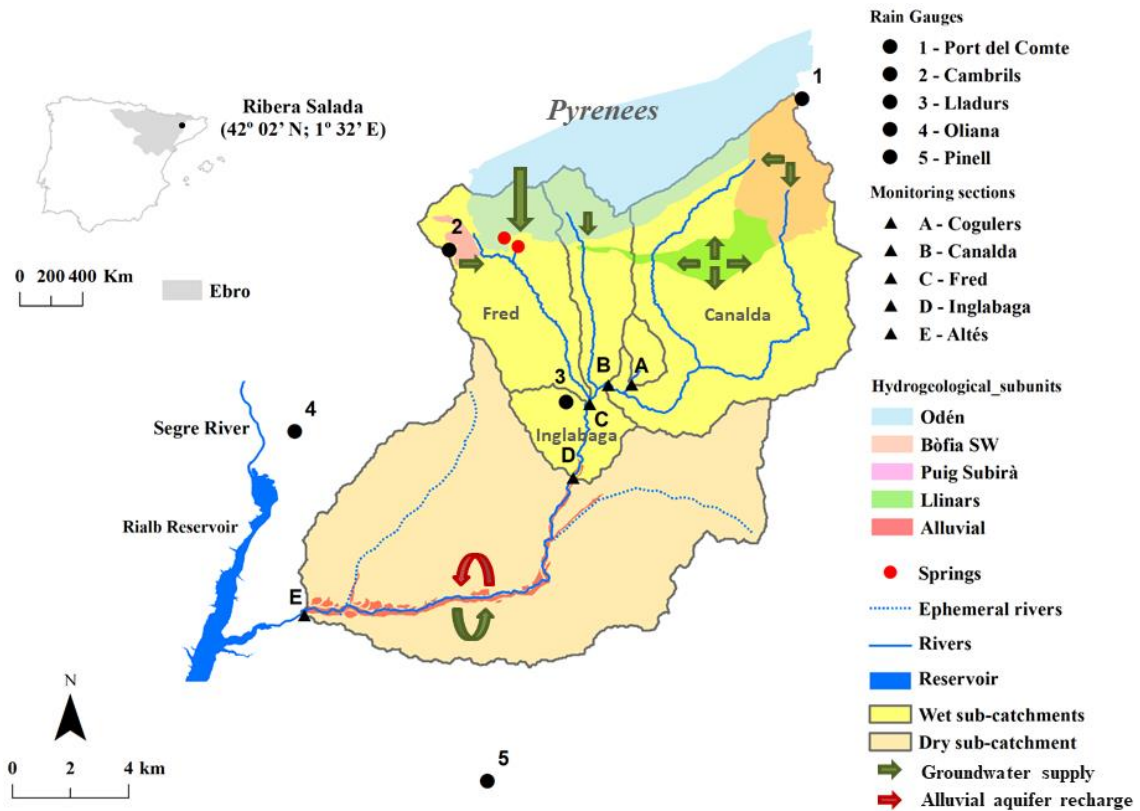


Figure 33. Ribera Salada sub-catchments with the location of the monitoring sections and the rainfall gauges, and a synthesis of the hydrogeological system of the Ribera Salada (modified from Núñez et al., 2004). Note that the proportion of the arrows were extracted from Núñez et al. (2004). The inset map shows the location of the Ribera Salada in the Ebro Basin and in the Iberian Peninsula. Note that the coordinates at the outlet of the catchment are indicated as reference.

The geology of the catchment consists of limestones, marls and Triassic and Eocene evaporites folded in the header, and an extensive molassic sequence (i.e. conglomerates and sandstones) of Eocene and Oligocene ages in the middle and lower parts of the catchment. The calcareous sediments, which show high fracturing and karstification, form the substrate of the Port del Comte hydrogeological unit (i.e. the largest in the area, Figure 33). This unit consists of two major subunits: (i) Bòfia, which mainly discharges into the River Cardener (not included in Figure 33), and (ii) Odèn (i.e. the largest of the two them), which directs its waters to the springs of Can Sala and Sant Quintí (i.e. both belonging to River Fred sub-catchment, Figure 33). The less

extensive subunits of Bòfia SW, Llinars and Puig Subirà complete the hydrogeological system of Port del Comte and feed, respectively, the rivers Fred and Canalda (Núñez et al., 2004; Figure 33).

The catchment lies mostly on conglomerate supporting sandy–loamy soils, that typically have depths less than 50 cm. Water retention capacity is low owing to the stoniness of these soils (>20%, Verdú et al., 2000). The catchment is mostly forest (i.e. 70% wood; 9% shrubs; 8% rocky outcrops; 3% pastures) with small areas of agriculture (9%) (see Table 19 for more detailed information). Agriculture is located mainly on the plains of the interfluves and in the valley bottoms, while forests occupy steeper slopes.

Upstream valleys have a marked V-shaped form due to strong incision that occurred during the Quaternary. Fluvial incision has formed confined channels on conglomerates (i.e. canyons), mostly in the rivers Fred, Plana and Canalda. Further downstream, the channel widens while flowing on the alluvial deposits of the Ribera Salada before it flows into the Segre (Figure 33). The alluvial aquifer is bounded by detrital materials (i.e. particles of fragmented rock through processes of weathering and erosion) and terraces. Gravel mining has been particularly intense in the lower segment of the Ribera Salada during the 1980's and the 1990's (Batalla, 2003), where valley incisions of up to 3 m and the exposed bedrock are still visible (Tuset et al., 2015).

Flow regime is pluvio-nival with two maxima: one in spring and early summer caused by snow melt and convective localised storm-events, and the second in autumn owing to rainfall events mostly associated with the passage of polar fronts (Tuset et al., 2016). The mean discharge (hereafter  $Q_{\text{mean}}$ ) for the period 1998-2008 at the Inglabaga section (114.5 km<sup>2</sup>; see Figure 33 for location details) is 0.5 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> ( $\sigma = 0.260$  m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>), equivalent to 145 mm of annual runoff and a runoff coefficient of 0.25 (Vericat and Batalla, 2010). It is important to remark that, at this section, the Ribera Salada encompasses half of the total basin area but has already collected waters from all the main tributaries since tributaries downstream from here are ephemeral. Within this context, one of the focal points of the paper is to understand the implications of this hydro-climatic discontinuity or distinction for the water and the sediment budgets.

Table 19. Main characteristics of the five experimental sub-catchments. Information generated from the Land Cover Map of Catalonia v3 (Ibàñez and Burriel, 2010) and Geological map of Catalonia 1: 250,000 v2 (ICGG, 2019)

	Wet basin				Dry basin	Output of the basin Altés
	Cogulers	Fred	Canalda	Inglabaga		
Area (km <sup>2</sup> ) <sup>1</sup>	2.4 (0%)	26.8 (29%)	65.1 (39%)	114.5 (34%)	102.9	217.4 (18%)
Lithology	Conglomerates	Limestone, clayrocks and conglomerates	Limestone, clayrocks and conglomerates	<sup>2</sup> Sandstones and clayrocks	Detrital rocks and fluvial terraces	<sup>2</sup> Conglomerates, sandstones and clayrocks
Rainfall time concentration (min) <sup>3</sup>	19	63	101	126	-	210
Altitude interval (m)	734-1159	640-1802	654-2387	592-2387	444-1210	444-2387
Wood (% catchment area)	83.7	52.8	64.8	62.8	79.6	70.4
Shrubs (% catchment area)	3.7	23.5	12.1	14.4	2.8	8.9
Pasture (% catchment area)	2.0	2.9	7.4	5.7	0.6	3.3
Agricultural land (% catchment area)	5.5	7.9	3.9	5.6	13.5	9.3
Bare rock (% catchment area) <sup>4</sup>	5.0	12.7	7.7	11.2	3.4	7.5
Others (% catchment area)	0.1	0.2	4.1	0.3	0.1	0.6

<sup>1</sup> In brackets, the percentage of the total area occupied by limestone.

<sup>2</sup> Lithology of the sub-catchment up to the most immediate upstream monitoring section.

<sup>3</sup> Calculated based on the California Cuverts Practice method (1942). Essentially it is Kirpich's equation (Kirpich, 1940); developed for small mountain basins in California (U.S. Bureau of Reclamation, 1973).

<sup>4</sup> This comprises (i) rocky terrain (i.e. massive conglomerate), (ii) forest with vegetation cover <20%, (iii) bare soil and (iv) scree.

### 4.3.2 METHODS

Methods included (a) field monitoring and computation of flow and suspended sediment fluxes, (b) remote sensing analysis, and (c) base-flow separation. The combination of these allowed collection of rainfall, runoff and sediment transport data across the entire Ribera Salada catchment (i.e. multiple stations/sub-catchments). Details of each of these methods are presented in the following sections.

#### 4.3.2.1 Field monitoring and computation of flow and suspended sediment fluxes

Water flow and sediment transport in the Ribera Salada were monitored during 2 complete years (from January 2012 to December 2013) in five nested sub-catchments (Figure 33): Cogulers (2.4 km<sup>2</sup>), Fred (26.8 km<sup>2</sup>), Canalda (65.1 km<sup>2</sup>), Inglabaga (114.5 km<sup>2</sup>) and Altés (217.4 km<sup>2</sup>). The catchments were chosen to examine the influence of different areas and river regimes on the overall basin water yield and sediment load. The first four sites represent the upper area of the catchment, characterised by perennial flows, whereas Altés closes the basin and represents the lower half of the basin where ephemeral streams only flow after thunderstorms. Water contribution from the upper part of the catchment ensures that the Ribera Salada mainstem never dries up.

Rainfall was measured at 15-minute intervals and recorded hourly in five rain gauges, three of them located within the basin limits and two outside of them (Figure 33). Two of the rainfall stations are operated by the Meteorological Service of Catalonia (i.e. Port del Comte, 2316 m a.s.l.; Lladurs, 785 m a.s.l.) and three by the Ebro Water Authorities (i.e. Cambrils, 1401 m a.s.l.; Oliana, 520 m a.s.l.; Pinell, 658 m a.s.l.). The spatial distribution of rainfall across the catchment was assessed from radar data and is described in the remote sensing section.

Water stage (or water level; hereafter *h*) was monitored by means of pressure transducers (Druck® 1730-PDCR), except in the Fred section, where it was measured using a capacitive water stage sensor/logger (TruTrack® WT-HR). Water stages were recorded every 5 minutes in Campbell CR10X and CR1000 data-loggers in exception to the station in the Fred where the sensor is built with an internal data-logger. *h-Q* rating curves in the Canalda, Inglabaga and Altés sections were derived by means of 1d hydraulic modelling using HEC-RAS® V.4.1. (USACE, 2010). Since riverbed was mobile with high flows, topographic surveys were repeated to adjust the *h-Q* rating curves (in exception of the Cogulers section where a 90° V-notch weir was installed and the formula by Kindsvater and Carter (1957) applied). Results were validated using periodic gaugings that were made by means of an electromagnetic flow metre (Valeport® 801) during base and high flows. In May 2012 an Ultrasonic Doppler Instrument (Starflow® 6526, range 21

mm s<sup>-1</sup> to 4500 mm s<sup>-1</sup>) was installed in Canalda and it was used to obtain continuous  $h$  and flow velocity ( $v$ ); this complementary data was used to calibrate  $Q$  estimates at this section. The Fred monitoring section is located in a canyon a few meters upstream from a ford that acts as a crested weir; to solve the  $h$ - $Q$  relation a theoretical drain curve of a rectangular broad crested weir was applied; this yielded results in agreement with data obtained from direct gauging.

Water turbidity was recorded by means of ANALITE® wiper-equipped turbidimeters (NEP 9350; range: 0-3000  $NTU$ ) in four of the stations (Cogulers, Canalda, Inglabaga and Altés). Turbidity was registered every 5 min in Campbell® data-loggers CR10X and CR1000. Automatic water samplers (ISCO® 3700) were set to collect at least 0.5 litre samples during flood events at one-hour intervals. In addition, 1-litre manual samples were periodically collected during low flows and floods, and, at the Inglabaga site, suspended sediment was also sampled using a water stage sampler, designed after the initial model developed by Schick (1967). In total, 987 water samples were used to transform turbidity data ( $NTU$ ) to suspended sediment concentration (hereafter  $SSC$ , mg l<sup>-1</sup>) using a single linear relation. This single calibration can be justified by the fact that all probes were the same and that differences between the  $SSCs$  associated with a given  $NTU$  value between sites were very low (i.e. the coefficient of variation of these was 9.1% for low and high  $NTU$  readings).  $SSC$  during the whole study period only exceeded the turbidimeter range during four hours in Altés and one hour in Inglabaga and Canalda sections. In all cases, the ISCO® and the water stage sampler collected enough samples to fill the gaps of the turbidity series; any bias attributed to infilling is considered negligible.

Further, the representativeness of turbidity readings within the average concentration across the section was experimentally assessed in Altés by means of the ratio  $k=C_s/C_1$ , where  $C_s$  is the mean  $SSC$  determined from evenly distributed vertical samples across the section (considered the cross-section average value) during floods events, and  $C_1$  is the mean  $SSC$  obtained at the same time from the vertical where water samples are regularly obtained as explained above (e.g., McLean et al., 1999; Vericat and Batalla, 2006). Three sets of vertically distributed samples were collected during a flood event on 23<sup>rd</sup> March 2012. The  $k$  ratio varied randomly with  $Q$ , ranging from 0.91 to 1.11. Hassan and Church (in McLean et al., 1999) found that small no systematic bias is offsetting and has no significant effect on the computation of the annual load; the low bias observed in Altés between  $C_s$  and  $C_1$  suggests a notable degree of hydraulic mixing in the section, and so a reliable estimation of the suspended sediment load is ensured.

The organic matter (hereafter  $OM$ ) content was assessed in the Altés section from thirty-nine samples obtained during a single 2 day flood event, following the methods reported by Tena et al. (2011).  $OM$  was highly variable, ranging from an average of 32% during low flow conditions

before the flood started, to 10% during the flood peak and 52% during the falling limb. This high variability does not allow a justifiable criterion to subtract the content of *OM* from the whole data set. Therefore, *OM* was not subtracted from the *SSCs* and, consequently, this may cause an overestimation of the computed loads. Note that that flow and suspended sediment transport data from the Canalda section were already reported by Buendia et al. (2016b) and used for model calibration to assess the effects of climate variability and afforestation on catchment's hydrology.

Finally, *Q* and *SSC* data obtained in each sub-catchment were used to compute basic statistic parameters (i.e. arithmetic mean and coefficient of variation) and to characterise water yields and sediment loads at different temporal scales (i.e. daily, monthly and annual). Linear regressions between the runoff volume and the sediment load for each of the contributing areas, together with the square of the Pearson's correlation coefficient ( $r^2$ ; Pearson, 1896) were calculated. The analyses were performed with Statistica® 7.0. In general, a *p-value* of 0.05 was set to consider a correlation statistically significant.

#### 4.3.2.2 Remote sensing analysis

The amount and distribution of rainfall in the Ribera Salada sub-catchments were assessed by means of geo-referenced radar images. The resolution of the images was 1×1 km (for more information consult Tuset et al., 2016) (i.e. note that pixel size changed from 3×3 km in Tuset et al., 2016 to 1×1 km in this work, and it is due to the technical improvement of the radar sensors). Even so, we believe that this change has no direct effect on the estimates given the scale of the study reach in relation the spatial variability of the rainfall. The rainfall records obtained in the rain gauges of the Ribera Salada (see location in Figure 33) (see section 4.4.2.1) were used to validate the radar data as explained below.

A cross-validation procedure was performed according Tuset et al. (2016) to assess the accuracy of the rainfall rasters (i.e. monthly rainfall values, hereafter  $Pm_{pred}$ ) obtained from radar data during the study period and for the study area. A 'monthly potential error' of the rainfall was calculated by using the direct data registered in five rain gauges (see Figure 33 for location details) as the reference data set (i.e. observed rainfall). In this case, the unit of *RMSE* is the millimetre, though it is important to note that the *RMSE* does not correspond to the absolute error. The main uncertainties in this validation are related to (a) the spatial resolution of the data (i.e. 1×1 km) and (b) the calibration of the radar fields (see more details in Tuset et al., 2016). The *RMSE* was calculated for a total of 24 months (i.e. 1 value per each rain gauge per month during a period of two years, 120 monthly records).

#### 4.3.2.3 Base-flow separation

Base-flow (hereafter *BF*) was estimated by means of the software BFI+® digital filter version 3.0 (Gregor, 2010), which separates the stream flow into direct runoff (hereafter *DR*) and *BF* (Fendeková and Fendek, 2012; Vasileva and Orehova, 2012; Alhamed, 2014; Abo and Merkel, 2015). The method selected for this study was the 'local minimum' filter. In this case, broadly, minimum flow values were identified looking at the variability of the flow through time and based on two parameters described below. Minimum flows are considered the base flows and a linear interpolation between minimum flows is fitted in order to extract the *BF* (Sloto and Crouse, 1996). Input data were the time series of daily stream flow. The algorithm used by BFI+® to estimate the time duration of surface runoff from a storm event is based on two parameters - *N* and *f*. The first is the product of an empirical relationship:

$$N = 0.8267 A^{0.2} \quad (\text{Eq-1})$$

where *N* is the number of days after which direct surface runoff ceases, and *A* is the drainage area in square kilometres (Sloto and Crouse, 1996). The average *N* for all sub-catchments was 2 (*CV*= 0.33, *n*=5). For *f* the standard value 0.9 was used since no changes in the results were observed if the parameter was modified.

The unusual flow regime of the River Fred (as a result of transfers of water from the Oden subunit, Figure 33) dictated that a different method was appropriate. Here, *DR* was computed using an empirical relationship between catchment area and direct runoff computed from the other stations in which the flow regimes were not affected by external water transfers. This method allows to determine objectively when a flood occurs; i.e. when the software detects the *DR* generation. This represents an improvement over other more traditional methods (i.e. Graphical Separation Method, e.g. Hewlett and Hibbert, 1967; Maidment, 1993), as it allows the base flow to be obtained in an automatically, faster and objectively. The tool is especially useful to analyse long data sets.

## 4.4 RESULTS AND DISCUSSION

### 4.4.1 RAINFALL

#### 4.4.1.1 Validation of rainfall maps

$Pm_{pred}$  obtained from radar images oscillates between almost 0.7 and 175.2 mm, while direct observations (hereafter  $Pm_{obs}$ ) based on the rain gauges ranged between zero and 209.5 mm.

The *RMSE* varies between 0.1 and 34.3 mm, with a mean value of 10.9 mm and a coefficient of variation (hereafter *CV*) of 0.7. *RMSEs* were related directly to the magnitude of the  $Pm_{pred}$ , with three different patterns observed: (i) for  $Pm_{obs} < 50$  mm, *RMSE* is low (i.e. 7.9 mm, value that represents less than the 32% of the average  $Pm_{obs}$ , i.e. 24.7 mm); (ii) for  $50 \text{ mm} < Pm_{obs} < 125$  mm, *RMSE* almost doubles (i.e. 11.9 mm), although still representing a lower proportion compared to the  $Pm_{obs}$  (i.e. 14.6% on average); (iii) finally, for  $Pm_{obs} > 125$  mm, the *RMSE* is around 23.8 mm and rain fields always underestimate the observed  $Pm_{obs}$  (i.e. 14.7% on average). This bias occurs almost exclusively for the Port del Comte rain gauge, which is located in the area where more rainfall is registered. It is worth stressing that rain fields are generated by means of the *EHIMI*<sup>®</sup> software (Corral et al., 2009). The software includes an algorithm that takes into account the route of the precipitation and so smooths the maximum rainfall in the spatial dimension in order to better model the storm's path that, otherwise, could be misrepresented. Nevertheless, if the maximum rainfall occurs usually in the same location (in our case Port del Comte) due to, for instance, orographic factors, the *EHIMI* underestimates high rainfall magnitudes, especially in spring. Overall our results are in the order of those observed by Coll (2010) for the whole Catalonia (i.e. for an area of ca. 32,100 km<sup>2</sup> using multiple rain gauges distributed across different environments) and by Tuset et al., (2016) for the Ribera Salada catchment using a single rain gauge (Canalda) at the daily scale. These latter authors reported a Mean Absolute Error of 6 mm (i.e. data set included rainfall episodes registered between 2001 and 2005) and 4.3 mm (i.e. data set included rainfall episodes registered between 2005 and 2008), respectively. In the present study the Mean Absolute Error is around 7.6 mm, within the range of that reported above.

The good agreement between observed rainfall and estimates using radar images allows the study of the spatial variability of rainfall events with a reasonable accuracy. This provides the opportunity to identify localised rainfall cells that otherwise might be underestimated by single rainfall measurements (e.g. as for the 9<sup>th</sup> September 2012 event; Tuset et al., 2016), and identify rain shadows that are not in the range of rain gauges.

#### **4.4.1.2 Rainfall patterns**

##### **4.4.1.2.1 Annual scale**

The study period was characterized by moderate annual rainfall and temperature variability at the whole catchment scale. Overall 2012 was warm (i.e. between 1 and 1.5°C above the annual mean) and dry (i.e. 20% below the mean annual rainfall for the period 1961-1990; SMC, 2013), whereas 2013 experienced average temperatures and rainfall above the mean (SMC, 2014). Mean *P* was 560 mm in 2012 and 677 in 2013 (i.e. annual average of 619 mm), obtained



from daily rainfall maps (i.e. radar information). These values diverge from those reported by Ninyerola et al., (2000), who estimated a mean annual  $P$  for the area of 765 mm using the data from a network of 116 rain gauges (i.e. one every 195 km<sup>2</sup>). Despite the dense spatial coverage of meteorological stations used in their work, authors did not include rainfall data from the Ribera Salada, hence failing at detecting local rain shadows such as that in the north-western part of the catchment (Tuset et al., 2016); this suggests a likely overestimation of  $P$ . Our results differ from those reported by Ninyerola et al. (2000) and this can be related to rainfall computation. In our case, instead of single values from rainfall stations, maps of rain fields calculated from radar images were used. Such divergence reinforces the importance of sufficient data coverage in environments where rainfall is highly variable in space.

Mean rainfall for the whole study period was 640 mm in Cogulers, 550 mm in Fred, 709 mm in Canalda, 610 mm in Inglabaga and 619 mm in Altés. Rainfall increases with altitude (i.e. positive altitudinal gradient), and eastwards (i.e. longitudinal gradient caused by a rain shadow). These patterns agree with those reported by Tuset et al. (2016) who analysed the hydrological response of the Ribera Salada for the 2005-2008 period; they also follow the classic general patterns of Lauscher (1976) who described vertical precipitation profiles using long-term data from 1300 grouped stations (i.e. tropical, equatorial, transition and mid-latitude patterns). Mid-latitudes generally show strong rainfall increases with altitude, although the general tendency may be modified by leeward or windward slope location (Barry, 2008).

#### 4.4.1.2.2 Seasonal and monthly patterns

The seasonal rainfall regime follows a spring-summer-autumn-winter sequence (equivalent to 36, 30, 18, and 16% of the total annual precipitation, respectively) (see Table 20 for full details). It is notably that the maximum can occasionally occur in summer, especially in the headwaters or in small areas (e.g. as in Cogulers in summer 2012). The rain shadow in the north-west and the positive altitude gradient were also observed at the seasonal scale. Snow is present in the highest altitudes (>1800 m a.s.l.) in winter and early spring (Tuset et al., 2016).

### 4.4.2 FLOW, WATER YIELD AND RUNOFF

#### 4.4.2.1 Annual scale

##### 4.4.2.1.1 Flow and water yield

The average long-term  $Q$  in Canalda and Inglabaga is  $0.41 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  and  $0.50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , respectively (Vericat and Batalla, 2010; Buendia et al., 2016a).  $Q_{\text{mean}}$  for the monitoring period was  $0.20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  and  $0.46 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  in 2012 and  $0.50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  and  $1.08 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  in 2013, respectively. Figure 34 shows the resulting hydrographs and sedigraphs in all sub-catchments (i.e. Cogulers, Fred, Canalda,

Inglabaga and Altés sub-catchments) for the entire study period.  $Q$  in Canalda was lower in 2012 than the sub-catchment average, in agreement with the lower rainfall observed in the headwaters. This contrasts with  $Q$  in Inglabaga which had an average value, compensating the low contribution from Canalda with a higher water supply from the Fred (i.e.  $0.27 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  and  $0.58 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , respectively) (Figure 34). In turn,  $Q$  in these two large sub-catchments during 2013 (the only sections where long-term reference values exist) was above the long-term mean.

Water yield (hereafter  $WY$ ) for the whole basin (i.e. measured at the downstream Altés section, outlet of the basin) was  $15.4 \text{ hm}^3$  and  $30.6 \text{ hm}^3$  for 2012 and 2013, respectively, equivalent to a mean specific  $Q$  of  $0.003 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^2$ . This value is low compared to that reported for the neighbouring Cardener ( $200 \text{ km}^2$  and located east of the Ribera Salada) that has similar basin area where long-term data exists; in the Cardener, where mean specific  $Q$  of  $0.010 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^2$  (ACA, 2014), three times the runoff volume generated in the Ribera Salada during the same period. The headwaters of the two catchments are adjacent, draining along of the Massif of Port del Comte (see Figure 33), which is the main source of water in the Ribera Salada. Precipitation in the two catchments was very similar during the study period (i.e.  $595 \text{ mm}$  in the River Cardener and  $619 \text{ mm}$  in the Ribera Salada). The transmission losses occurring in the alluvial aquifer (see Figure 33) are very high in the lower stretch of Ribera Salada. This is corroborated by specific discharge values - in Inglabaga the value is around  $0.007 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^2$ , very similar to the one obtained for the Cardener basin. However, the value halves ( $0.003 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^2$ ) when the specific  $Q$  for the outlet of the catchment is calculated, indicating high transmission losses between Inglabaga and Altés, as it is fully discussed later.

Table 20. Mean values of the Precipitation ( $P$ ), Water Yield ( $WY$ ) and Suspended Sediment Load ( $SSL$ ) for each sub-catchment in the period 2012-2013. The table does not include the  $SSL$  of Fred sub-catchment and the Precipitation ( $P$ ) and Water Yield ( $WY$ ).

		Wet basin									Dry basin <sup>1</sup>			Output of the basin				
		Cogulers			Fred	Canalda			Inglabaga			$P$ (mm)	$WY^2$ (hm <sup>3</sup> )	$SSL$ (Mg)	Altés			
		$P^3$ (mm)	$WY$ (hm <sup>3</sup> )	$SSL$ (Mg)	$P^3$ (mm)	$WY^2$ (hm <sup>3</sup> )	$P^3$ (mm)	$WY$ (hm <sup>3</sup> )	$SSL$ (Mg)	$P^3$ (mm)	$WY^2$ (hm <sup>3</sup> )	$SSL$ (Mg)	$P$ (mm)	$WY^2$ (hm <sup>3</sup> )	$SSL$ (Mg)	$P^3$ (mm)	$WY^2$ (hm <sup>3</sup> )	$SSL$ (Mg)
2012	Winter	69	0.003	0.00	55	0.9	78	0.6	8.2	63	1.8	14	83	0.1	-1	76	1.8	13
	Spring	188	0.012	0.03	166	4.0	198	2.8	49.4	185	7.5	75	195	-1.2	-15	191	6.3	61
	Summer	205	0.019	0.70	147	1.1	184	1.1	27.9	166	2.3	115	170	0.0	358	171	2.3	474
	Autumn	127	0.017	0.16	102	2.7	151	1.8	9.6	115	4.4	34	111	0.6	33	122	5.0	67
2013	Winter	151	0.038	0.18	144	3.7	179	2.5	42.2	151	6.2	67	133	-0.2	30	150	6.0	97
	Spring	267	0.555	6.23	252	10.1	296	8.6	465.1	264	20.0	564	219	-0.5	2516	250	19.5	3080
	Summer	196	0.022	0.13	153	3.2	247	2.3	72.2	198	5.8	129	177	-2.2	98	197	3.6	227
	Autumn	75	0.024	0.09	82	1.4	83	1	6.7	80	2.1	13	79	-0.6	-2	80	1.4	11
Average	Winter	110	0.021	0.09	99	2.3	129	1.6	25.2	107	4.0	41	108	-0.1	15	113	3.9	55
	Spring	228	0.283	3.13	209	7.0	247	5.7	257.3	224	13.7	320	207	-0.9	1251	221	12.9	1570
	Summer	201	0.020	0.41	150	2.2	216	1.7	50.1	182	4.1	122	174	-1.1	228	184	2.9	351
	Autumn	101	0.021	0.12	92	2.0	117	1.4	8.1	97	3.2	24	95	0.0	15	101	3.2	39

<sup>1</sup> Area between the Inglabaga and the Altés monitoring sections.

<sup>2</sup> Includes the water contribution from the Odèn subunit hydrogeological.

<sup>3</sup> Rainfall average of the all contribution area, including the rainfall within the surface of Odèn hydrogeological subunit.

- Capítol 4: Water and sediment budgets unveiling contrasting hydro-sedimentary patterns in a mountainous Mediterranean catchment

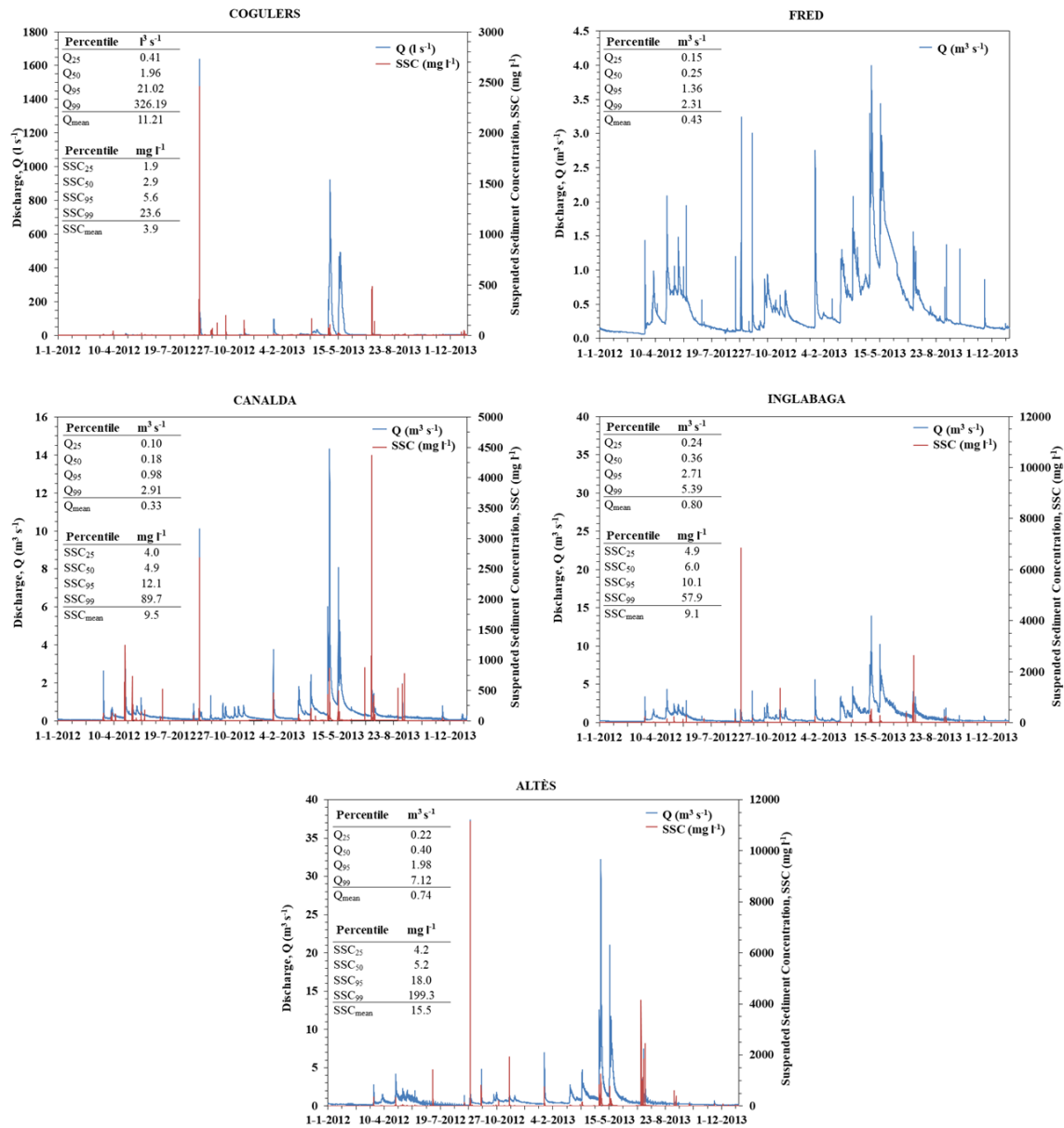


Figure 34. Hydrograph and sedigraph recorded at monitoring sections during the 2-year study period (see location in Figure 33). A summary table is included as inset where  $Q_{mean}$  indicates the mean discharge for the all study period (2012–2013),  $Q_i$  shows characteristic  $i$  percentiles,  $SSC_{mean}$  indicates the mean suspended sediment concentration, and  $SSC_i$  shows characteristic  $i$  percentiles of the suspended sediment load (SSL). Data are plotted at 1-hour interval.

According to the previous works (e.g. 5 years, Regüés et al., 2000; 10 years, Batalla et al., 2005; 10 years, Martínez-Casasnovas et al., 2012), the length of the data series from the Ribera Salada during the study period might be deemed short, challenging the representativity of the results. However, there is no data in the catchment to further assess this, in exception of that rainfall data, indicating that the period was slightly dryer-than-average. According to the relationship between precipitation and runoff found by Tuset et al. (2016), could lead to a hydrological contribution smaller than the mean annual runoff. Nevertheless, as it will be later shown, data length was not an obstacle to validate the research hypotheses. Flows lower than

the annual average have been frequently recorded in recent years in the Ribera Salada (Buendia et al., 2016b). These authors estimated a reduction of 20% in annual runoff production in the last 20 years in the Canalda sub-catchment. Precipitation reduction and evapotranspiration due to the increase of both forest area and temperature have been identified as determining factors in water yield decrease (Kundzewicz et al., 2007; Buendia et al., 2016b). This tendency has also been detected in other Pyrenean basins (e.g. Gallart and Llorens, 2004; Serrano-Muela et al., 2008; Lorenzo-Lacruz et al., 2012). Changes do not only affect the total volume but also the intra-annual dynamics. Specifically, the discharge regime shows an increase of river's torrential behaviour (i.e. runoff production occurs in shorter periods of time) and an increase of the role of low and high flows in the annual contribution (Buendia et al., 2016b). Current scenarios predict water inputs will become increasingly intermittent in the Mediterranean area (e.g. Schneider et al., 2013; Acuña et al., 2014), what can cause a further increase in torrentiality. The frequency of moderate rain is expected to reduce which, in addition to the increase of the forest cover, might hinder the production of high flow discharges. Under these circumstances, sediment load variability would also be smoothed. This reduced variability has also been observed in the Ribera Salada in dry years by Vericat et al. (2008); Batalla et al. (2010) and Vericat and Batalla (2010), as well as in neighbouring catchments (e.g. Regüés et al., 2000; Rovira and Batalla, 2006; Gimenez et al., 2012).

Figure 35A schematically shows the distribution of the mean annual water yield in all sub-basins, and indicates the proportion of each year in the total yield. Significant differences are observed between catchments. Table 21 indicate that, in fact, the Ribera Salada is hydrologically divided into two contrasting areas: 1) The upper part of catchment (i.e. the *wet* basin) displays a permanent flow regime in which all the tributaries contribute water constantly and where *WY* is positively correlated with catchment area; in contrast, 2) in the lower part of the catchment, flow decreases as the catchment area increases (see table 21 and figure 35A). In the latter area (i.e. the *dry* basin), tributaries flow only after rainfall events (i.e. streams are ephemeral) and, even though the main channel never dries out, water yield and specific yield both reduce.

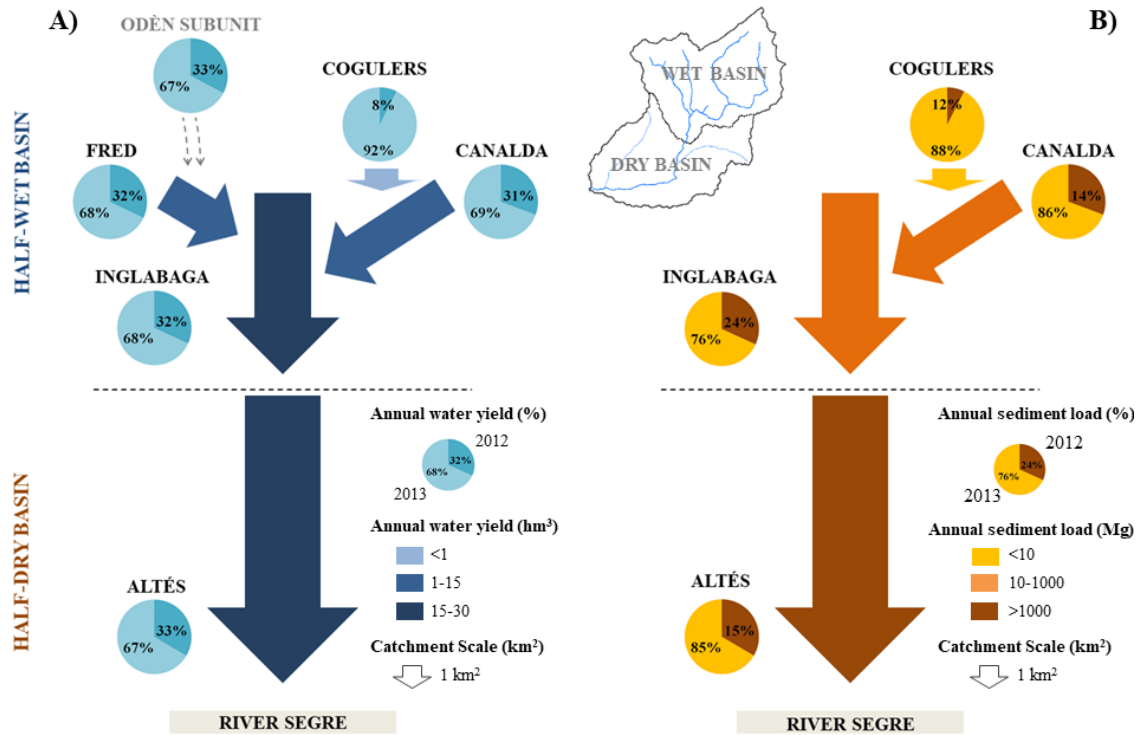


Figure 35. The (A) water and (B) sediment budgets of the Ribera Salada for the study period (2012–2013). The annual distribution of the water and sediment load are shown for each sub-catchment (note that water and sediment fluxes displayed by the arrows are scaled according to their absolute magnitude). The Odèn hydrological subunit (see Figure 33) is also included (in grey).

Table 21. Annual water yield (WY) and associated mean discharge ( $Q_{mean}$ ) in all sub-catchments in 2012 and 2013 and the average of the two years.

	2012		2013		Average		
	A (km <sup>2</sup> )	WY (hm <sup>3</sup> )	$Q_{mean}$ (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	WY (hm <sup>3</sup> )	$Q_{mean}$ (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	WY (hm <sup>3</sup> )	$Q_{mean}$ (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )
Cogulers	2.4	0.05	0.002	0.64	0.02	0.3	0.010
Fred <sup>1</sup>	26.8 (21.7)	8.7 (2.5)	0.28 (0.08)	18.4 (5.9)	0.58 (0.19)	13.5 (4.2)	0.43 (0.13)
Canalda <sup>2</sup>	65.1 (60.6)	6.3	0.20	14.4	0.46	10.4	0.33
Odèn subunit	42.7	6.1	0.19	12.5	0.40	9.3	0.29
Fred River + Odèn SU <sup>3</sup>	64.4	8.7	0.28	18.4	0.58	13.5	0.43
Inglabaga <sup>2</sup>	114.5 (143.1)	15.9	0.50	34.1	1.08	25	0.79
Altès <sup>2</sup>	217.4 (245.6)	15.4	0.49	30.6	0.97	23	0.73

<sup>1</sup> In brackets, the results without the Odèn hydrogeological subunit area and its water contribution.

<sup>2</sup> In brackets, the results without the Odèn hydrogeological subunit area and its water contribution.

<sup>3</sup> Overall contribution of the Fred sub-catchment and the Odèn hydrological subunit.

As stated, WY in the wet part of the Ribera Salada increases with the increase of the contributing area (see equations 2 and 3; Figures 36A and B). However, WY of the Fred is 23% larger than that for instance measured in Canalda despite it having a smaller catchment area (see table 21). This difference stems from the fact that there exists a water transfer from the Odèn hydrogeological unit (with a recharge area of 42.7 km<sup>2</sup>) to the Fred sub-catchment through the sources of Can Sala and Sant Quintí, being one of the fastest-flowing source systems amongst

the aquifers in the Alt Segre and the Alt Llobregat regions (i.e. karst areas, Figure 33). This inter-catchment transfer makes the Fred the main tributary of the Ribera Salada, supplying constant and abundant water. The area of the sub-catchments that are affected by the Odèn subunit have been re-calculated (i.e. real contributing area) to account for the effects of this contributing area to the WY (Table 21), with results showing a lineal relationship with high degree of statistical significance (see Figures 36C and D). Equations 4 and 5 represent the relationships between the modified contributing area (real) and WY for 2012 and 2013 respectively. These equations were subsequently used to estimate the real contribution of the sub-catchments that are affected by the Odèn subunit (i.e. contribution without taken into account the transfer from this subunit). Results indicate that, overall, the Odèn subunit supplies a volume of water equating to 40% of the annual water yield of the whole Ribera Salada (Table 21).

Our estimates are low in comparison with those reported by Núñez et al. (2004), who estimate the annual  $Q$  from the two springs of the Odèn subunit (i.e. Sant Quintí and Can Sala) at  $0.52 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  ( $16,4 \text{ hm}^3$ ; data from 1998-99). This value is 30% higher than that estimated for 2013, despite the lower rainfall observed in 1998-99 (Sánchez and Torrecilla, 1999). Differences may be explained by the different frequency for which flows were registered i.e. continuous in our case and monthly in Sánchez and Torrecilla (1999). Additionally, no details of the calculation method for  $Q$  are given by Núñez et al. (2004) or Sánchez and Torrecilla (1999).

In contrast, annual WY decreases in the dry part of the Ribera Salada catchment (see Figure 36A and 36B). This is due to both the ephemeral character of the downstream tributaries, the amount of rainfall in this part of the catchment, and the transmission losses as the river flows from Inglabaga to the outlet of the catchment (i.e. Altés section; see table 21).

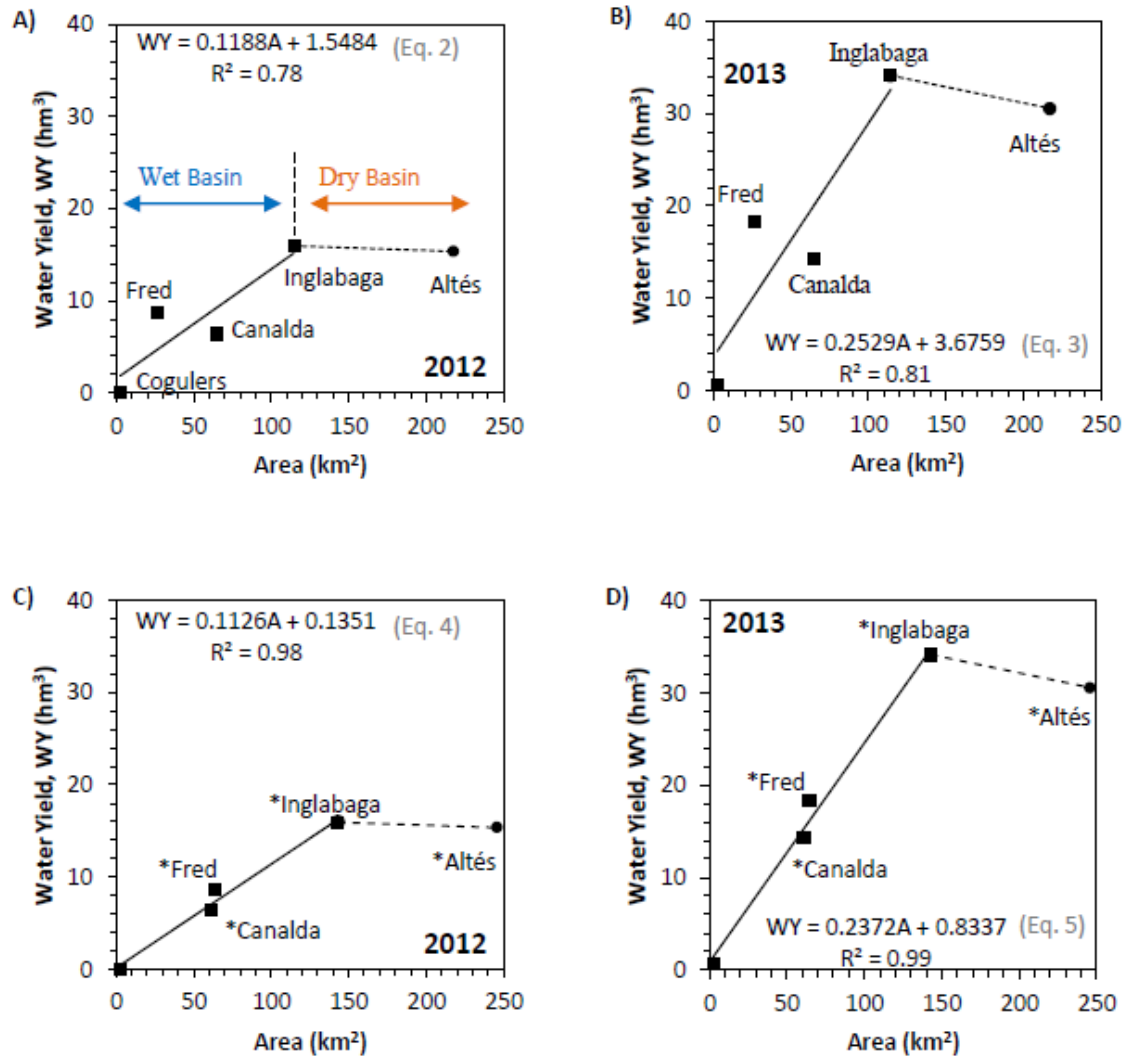


Figure 36. Relationships between water yield (WY) and basin area in (A) 2012 and (B) 2013. In the upper wet part of the basin (blue), the WY is positively correlated with the area (i.e. continuous line), whereas in the lower dry half of the basin (yellow), WY decreases as the catchment area increases (i.e. dashed line). Relationships between WY and adjusted contribution area (i.e. including the Odèn hydrogeological subunit area in the sub-catchments that receiving water fluxes form this) in 2012 (C) and 2013 (D). Eqs. (4) and (5) are statistically significant at  $p < 0.05$ , whereas, Eqs. (2) and (3) are significant at  $p$ -value 0.15 and 0.10, respectively. These equations were subsequently used to assess the real contribution of the sub-catchments affected by the transmission from the Odèn subunit (see Table 21 and text for more details). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

#### 4.4.2.1.2 Hydraulic relation between the river and the aquifer

Figure 37A shows the relationship between the daily flows in Altés and Inglabaga. Three patterns can be identified by looking how the observations depart from the 1:1 relationship. We hypothesise that these patterns indicate different hydraulic relation between the river and the aquifer. These relations basically depends on the saturation state of the aquifer, the distribution and magnitude of the rainfall, and the magnitude of the high flows in Inglabaga (i.e. *influent*, the river feeds the aquifer; *effluent*, the aquifer feeds the river): (i) For  $Q < 0.8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (i.e. 75<sup>th</sup>



percentile of the flow duration curve in Inglabaga, 521 days), the river turns from influent to effluent (i.e. as long as the water contributions do not come from the floods of the dry sub-basin tributaries; 7% of days) depending on the relationship between the river and the aquifer levels; (ii) For  $0.8 < Q < 3.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , water transfers are from the river to the aquifer (influent), with observed higher  $Q$  in Inglabaga than in Altés (i.e. the level of the water table is lower than the level of river water surface and the tributaries flood flows are absorbed by the aquifer); and (iii) For  $Q > 3.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , flow increases between Inglabaga and the catchment outlet (i.e. occasionally, during significant rainfall events, when  $Q$  at the outlet may double that registered in Inglabaga; effluent pattern). The runoff generation in the lower part of the basin exceeds the infiltration capacity of the alluvial aquifer. However, as indicated by Figure 37B, the specific daily flows registered at the outlet never exceed the values observed on Inglabaga, indicating that the relative amount of runoff in Altés is always smaller than in the Inglabaga, i.e. for a given catchment area the production of runoff is smaller, mainly driven by a different rainfall regime together with differences in land cover and use, and hydro-geological properties (e.g. the role of the aquifer acting as a water sink in the lowermost part of the catchment). Similar hydrological patterns were described by Rovira et al. (2005) in the River Tordera (Catalan Coastal Ranges, 894 km<sup>2</sup>) and Bronstert et al. (2014) in the River Isábena (Central Pyrenees, 445 km<sup>2</sup>), where transmission losses play an important role in the water budget of the catchment.

Altés, the section located at the outlet of the basin, differs from the trend observed in the stations upstream as can be seen in Figure 36. These differences are attributable to the hydrological duality (i.e. perennial vs ephemeral regimes) observed in the different parts of the catchment. Several authors (e.g. Dunne and Leopold, 1978; Pazzaglia et al., 1998) reported  $Q$  scaling nearly linearly with drainage area (in this case, all parts of the drainage catchment contribute approximately with the same volume of water, Fleckenstein et al., 2004). However, various anthropogenic and natural variables that may cause runoff to scale non-linearly with catchment area. For instance, urban areas with impervious soils (Wolman, 1967; Leopold, 1968; Hollis, 1975; Galster et al., 2006) may increase water production. Galster et al., (2006) studied the scale effect in basins of the United States and listed the cases in which non-linearity between drainage area and  $WY$  was more likely. In general, these differences are attributed to differences in surface imperviousness, to the spatial distribution of the rainfall across the catchment, and the transmission losses associated to local hydro-geological conditions, with the latter mainly influencing the streamflow regime of the Ribera Salada.

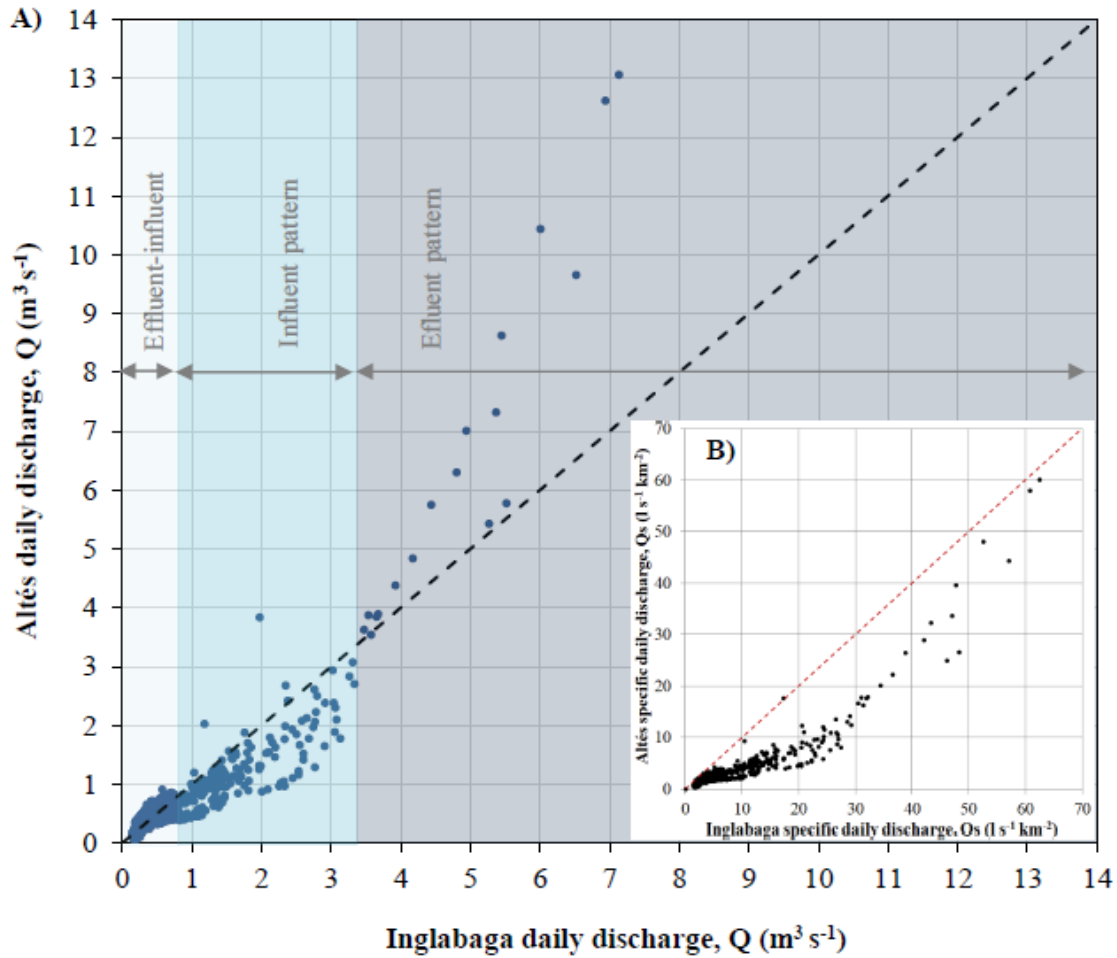


Figure 37. (A) Relationship between daily discharge ( $Q$  in  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) in Inglabaga and Altés sections for 2012 and 2013. Data above  $14 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$  is not included to improve readability. The figure shows three hydraulic patterns between the river and the alluvial aquifer: (i) For  $Q < 0.8 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ , the river turns from effluent to influent depending on the relationship between the river and the aquifer levels (light blue box); (ii) for  $0.8 \text{ m}^3 \text{s}^{-1} > Q$ , water transfers are from the river to the aquifer (blue box), and (iii) for  $Q > 3.5 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ , flow increases between Inglabaga and the catchment outlet (grey box; see section for a complete description of the observed hydrological patterns). (B) Relationship between specific daily discharge (in  $\text{l s}^{-1} \text{km}^{-2}$ ) in Inglabaga and Altés sections for 2012 and 2013. Note that in both cases the 1:1 relation is plotted as reference. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

#### 4.4.2.1.3 Direct Runoff

In the upper part of the catchment, the mean annual Direct Runoff ( $DR$ ) increases with catchment area (Table 22). This result agrees with Searcy (1960) who reported that  $DR$  tends to be proportional to the size of the drainage area. In the lower part of the Ribera Salada, the  $DR$  decreased in the drier year due to aquifer recharge during floods (e.g. 2012; from  $3 \text{ hm}^3$  to  $2.7 \text{ hm}^3$ ) whereas increased in the wet year, since the water table level of the aquifer and the  $DR$  generation were higher (e.g. 2013; from  $9 \text{ hm}^3$  to  $13.6 \text{ hm}^3$ ). While no data are available to substantiate this interpretation, it can be deduced from differences observed between

registered  $Q$  and, especially, from flood hydrographs, in which the two patterns can be seen and, occasionally, the peak of  $Q$  may even disappear between the two sections (e.g. Figure 38).

Table 22. Direct runoff ( $DR$ ), base flow ( $BF$ ) and water yield ( $WY$ ) in all the sub-catchments in 2012 and 2013 and the average of the two years.

	2012					2013					Average			
	A (km <sup>2</sup> )	DR (hm <sup>3</sup> )	BF (hm <sup>3</sup> )	WY (hm <sup>3</sup> )	DR <sup>1</sup> (%)	DR (hm <sup>3</sup> )	BF (hm <sup>3</sup> )	WY (hm <sup>3</sup> )	DR <sup>1</sup> (%)	DR (hm <sup>3</sup> )	BF (hm <sup>3</sup> )	WY (hm <sup>3</sup> )	DR <sup>1</sup> (%)	
Cogulers	2.44	0.03	0.02	0.05	64	0.52	0.11	0.64	81	0.28	0.07	0.3	80	
Fred <sup>2</sup>	20.1	0.6	1.9	2.5	24	2.1	2.76	5.9	36	1.4	2.3	4.2	32	
Fred	20.1	0.6	8.1	8.7	7	2.1	16.3	18.4	12	1.4	12.2	13.5	10	
Canalda	45.8	1.4	5.0	6.4	22	4.3	10.1	14.4	30	2.8	7.5	10.4	27	
Inglabaga <sup>2</sup>	84.1	3.0	6.8	9.8	31	9.0	12.6	21.6	42	6.0	9.7	15.7	38	
Inglabaga	84.1	3.0	12.9	15.9	19	9.0	25.0	34.1	26	6.0	19.0	25.0	24	
Altés	186.5	2.7	12.6	15.4	18	13.6	16.8	30.6	44	8.2	14.7	23.0	35	

<sup>1</sup> Percentage of direct runoff ( $DR$ ) in relation to the total water yield ( $WY$ ).

<sup>2</sup> Water contribution from the Odèn hydrogeological subunit is not included.

In the upper part of the catchment, the mean annual base flow ( $BF$ ) increases with drainage area, whereas in the lower part  $BF$  is negligible (i.e. the ephemeral tributaries do not contribute to it) (Table 22); even in the wet 2013 (Table 22),  $BF$  progressively diminished from Inglabaga to the Altés section. Overall, runoff in Ribera Salada is composed mainly by the  $BF$  from the perennial upstream catchment and the  $DR$  from the dry part of the basin that has a flashy response to local intense precipitation. An exception to this is Cogulers that, despite having a perennial regime, has a negligible  $BF$  due to its small contributing area.

Finally, the Ribera Salada catchment, despite not being heavily altered, suffers water withdrawals mostly for local domestic and agricultural uses. Withdrawals are legal and authorized by the basin authority (see details in the SITEbro <http://iber.chebro.es/SitEbro/sitebro.aspx> and CHE website, 2013). At the sub-catchment scale, the maximum annual withdrawn is 0.41 hm<sup>3</sup> from Canalda, 0.07 hm<sup>3</sup> from the Fred, 0.21 hm<sup>3</sup> from Inglabaga and 0.82 hm<sup>3</sup> from the Altés sub-catchment, which altogether equates to a total annual of 1.51 hm<sup>3</sup> (i.e. 8.7% and 4.2% of the 2012 and 2013  $WY$  of the whole Ribera Salada, respectively). However, these water withdrawals are insufficient to account for the 4 hm<sup>3</sup> difference between Inglabaga and Altés in 2013; this reinforces the previously stated hypothesis on the importance of the alluvial aquifer in the overall basin's water budget. Unfortunately, available data from the SITEbro do not allow for a more detailed temporal assessment (i.e. daily or monthly) of the withdrawals.

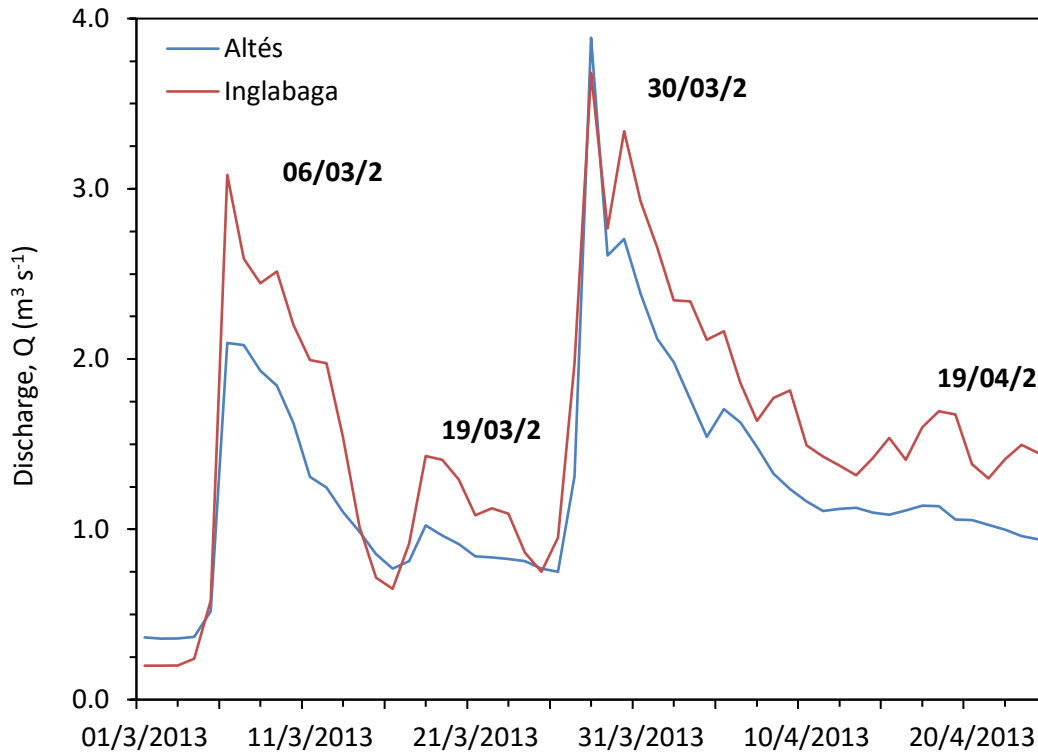


Figure 38. Daily discharge ( $Q$  in  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) in Inglabaga and Altés sections from 1<sup>st</sup> March to 24<sup>th</sup> April 2013. In general, discharge in Altés is lower than in Inglabaga, although some floods can have a larger peak  $Q$  in the outlet than in Inglabaga. The aquifer is recharged with the flow supplied from upstream (Inglabaga) and the tributaries draining the dry basin, especially during floods.

#### 4.4.2.2 Seasonal and monthly patterns

Seasonal  $WY$  at the outlet of the catchment (Altés) attains the maximum in spring with  $12.9 \text{ hm}^3$  whereas the minimum occurs in summer with  $2.9 \text{ hm}^3$  (i.e. equivalent to 56.2% and 12.8% of the annual  $WY$ , respectively).  $WY$  in autumn and, especially, in winter is more variable (Table 20) and, besides the seasonal rainfall volume, depends on the altitude of the snow line, the snow accumulation in the headwaters and the start of the snowmelt (i.e. March and April).

The low runoff in Cogulers sub-catchment, and the loss of flow occurring in the transition between the wet and the dry parts of the Ribera Salada basin are worthy of discussion. In the Cogulers, runoff in spring attains 82% of the annual value whereas this season accounts for only half of the runoff in the other sub-catchments. Minimum water yield occurs in summer in Cogulers and Altés, and in autumn in Canalda, Fred and Inglabaga (Table 20). Water yield in Cogulers is very low throughout the year; here, groundwater seepage is constant but not abundant and surface runoff is restricted to short periods of time (i.e. events with abundant runoff generation, e.g. the wet spring of 2013, when the soils are very saturated; or events with very high rainfall intensity, e.g. 8-9<sup>th</sup> September 2013, where infiltration rate was more than

overcome by the intensity of precipitation) (for a more detailed see Supplementary Materials; can be found at Annex C, at the end of the article, and online at <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140884>). The small size of the basin implies that groundwater supply is limited and, at the same time, the high percentage of forest cover (i.e. >85 %) limits the amount of surface runoff. Other authors have reported similar responses in nearby catchments (Gallart et al., 1997; Lana-Renault et al., 2007 in the Pyrenean Vallcebre and Arnás basins, respectively). Further downstream (Inglabaga-Altés), the mainstream river transfers part of its flow into the aquifer in spring and especially in summer when the aquifer is at its lowest (see values for *dry* sub-catchment in Table 20); transmission losses give the summer the lowest *WY* (in Altés), while the lowest *WY* in Inglabaga is observed in Autumn (Table 20). May registers the maximum *WY* in the Ribera Salada catchment, while the minimum is recorded in February, except in the lower part of the catchment (i.e. dry sub-basin) where it occurs in August. In summer, high temperatures recorded in the valley bottom increase evapotranspiration, altering the water regime generated in the upper half of the basin.

#### 4.4.2.3 Water budget

Table 23 shows the mean annual values of precipitation ( $P$ , mm), runoff ( $Q$ , mm), real evapotranspiration ( $ETr$ , mm) and water withdrawals ( $WW$ , mm), as well as the runoff coefficient ( $\alpha$ ) and the percentage of Forest Area ( $FA$ ) in each of the sub-catchments upstream from the Inglabaga section for the two study years. The recharge area of the Odèn subunit is considered an external component for the purpose of these calculations; its contribution, together with  $P$ , are considered the inputs in the water balance equation. On average, in the 'wet catchment' approximately  $\frac{1}{4} P$  transforms into streamflow ( $\alpha = 0.27$ ) whereas the remaining  $\frac{3}{4}$  evaporates; this assumes that deep percolation returns to the drainage network and that the soil water content is identical at the beginning and at the end of the year. Overall  $ETr$  is directly proportional to the  $FA$  which, in turn, shows a negative relation with  $\alpha$  (Table 23). Water losses are similar to values reported elsewhere in the Mediterranean region; e.g. the Catalan Water Agency (ACA, 2016) estimated a  $\alpha$  mean of 0.23 for rivers of the Eastern Catalan Basin for the period 1940-2008 (values ranging between 0.05 and 0.50 depending on the specific hydro-climatic characteristics of each catchment, with higher values typically corresponding to the wetter basins within the region).

Table 23. Area ( $\text{km}^2$ ), precipitation ( $P$ , mm), runoff ( $R$ , mm), real evapotranspiration ( $ETr$ , mm), authorized water withdrawals ( $WW$ , mm), runoff coefficient ( $\alpha$ ) and percentage of forest area ( $FA$ ) in each sub-catchment of the Ribera Salada. Altés does not have  $R$ ,  $ETr$  and  $\alpha$  data due to the lack of underground water records in the dry sub-catchment.

	$A^1$ ( $\text{km}^2$ )	$P$ (mm)	$r^2$ (mm)	$Q + Q_{\text{Odèn}}^3$ (mm)	$WW^4$ (mm)	$ETr^5$ (mm)	$\alpha$ (%)	$FA$ (%)
Cogulers	2.4	640	141	141	0.0	499	22	85.5
Fred <sup>1</sup>	21.6	550	195	626	3.4	351	36	57.9
Canalda	61.7	706	168	168	6.6	531	25	70.1
Inglabaga	101.4	655	155	247	6.8	493	25	65.3
Altés	204.3	619	-	112	7.4	-	-	72.4

<sup>1</sup> It does not include the recharge area of the Odèn subunit.

<sup>2</sup> Basins' annual runoff.

<sup>3</sup> Annual water contribution from each sub-catchment (including the contribution from Odèn subunit).

<sup>4</sup> WW: Authorized annual water withdrawals.

<sup>5</sup> Real annual evapotranspiration ( $ETr = P - R - WW$ ).

### 4.4.3 SEDIMENT TRANSPORT

#### 4.4.3.1 Annual scale

Previous studies have estimated a Specific Sediment Yield (hereafter  $SSY$ ) in Cogulers, Canalda and Inglabaga sub-catchments (i.e. wet sub-catchments) of  $1 \text{ Mg km}^2 \text{ yr}^{-1}$ ,  $3 \text{ Mg km}^2 \text{ yr}^{-1}$  (1998-2000; Balasch et al., 2005) and  $4.2 \text{ Mg km}^2 \text{ yr}^{-1}$  (2005-2008; Vericat and Batalla, 2010), respectively. Buendia et al. (2016b) estimated a long-term sediment yield for a 43-year period in the Canalda sub-catchment of  $276 \text{ Mg yr}^{-1}$ , equivalent to a  $SSY$ s of  $3.8 \text{ Mg km}^2 \text{ yr}^{-1}$ . In the present study, the total  $SSY$  at the catchment outlet was  $4030 \text{ Mg}$ , resulting in an annual average of  $2015 \text{ Mg}$ , i.e.  $SSY$  of  $9.3 \text{ Mg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ . Vanmaercke et al. (2012) placed the 25<sup>th</sup> percentile of the  $SSY$ s in the Mediterranean region (from data obtained in 186 sites from Portugal to Turkey) for catchments with an area between 100 and  $1000 \text{ km}^2$  at ca.  $100 \text{ Mg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ , with a minimum value below  $1 \text{ Mg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ . Buendia et al. (2016c) analysed the  $SSY$  of 116 river sections across the Iberian Peninsula with data both from bathymetrical records from reservoirs and sediment transport records. They found that catchments with an area between 100 and  $1000 \text{ km}^2$  had a mean  $SSY$  of  $287 \text{ Mg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  ( $CV=155\%$ ,  $n=50$ ), a value that places the Ribera Salada in the 20<sup>th</sup> percentile of the Iberian Peninsula  $SSY$ s distribution. These values show that the sediment export capacity of the rivers in the north-eastern section of the Iberian Peninsula is lower than in the rest of the Mediterranean region, with the exception of the catchments draining highly erodible landscapes such badlands, as for instance the River Isábena ( $439 \text{ km}^2$ ,  $SSY = 544 \text{ Mg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ , López-Tarazón et al., 2012, Ésera ( $894 \text{ km}^2$ ,  $SSY = 337 \text{ Mg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ , Lobera et al., 2016) and Cinca ( $849 \text{ km}^2$ ,  $SSY = 74.2 \text{ Mg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ , Béjar et al., 2018). Overall,  $SSY$  in the Ribera Salada is low when compared to other Iberian Peninsula catchments, and generally to most of the

Mediterranean rivers. This indicates the relatively low intensity of the dominant hydrological and geomorphic processes in the catchment. Even so, values in the same range have previously reported in catchments of the Catalan Ranges (e.g. Anoia: 5.5 to 75 Mg km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>, Farguell and Sala, 2005; Arbúcies: 35 Mg km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>, Batalla et al., 2005).

In the Ribera Salada, most of the sediment is transported during floods. The proportion of the flood-transported sediment load to the annual load (SSY) is 97% in Cogulers, 90% in Canalda, 86% in Inglabaga and 97% in Altés during the study period. In the Altés and the Cogulers stations, 90% of the suspended sediment load is carried in 3% of the time, while in Canalda and Inglabaga, 90% of the load is transported in 10% and 25% of the time, respectively (Figure 39).

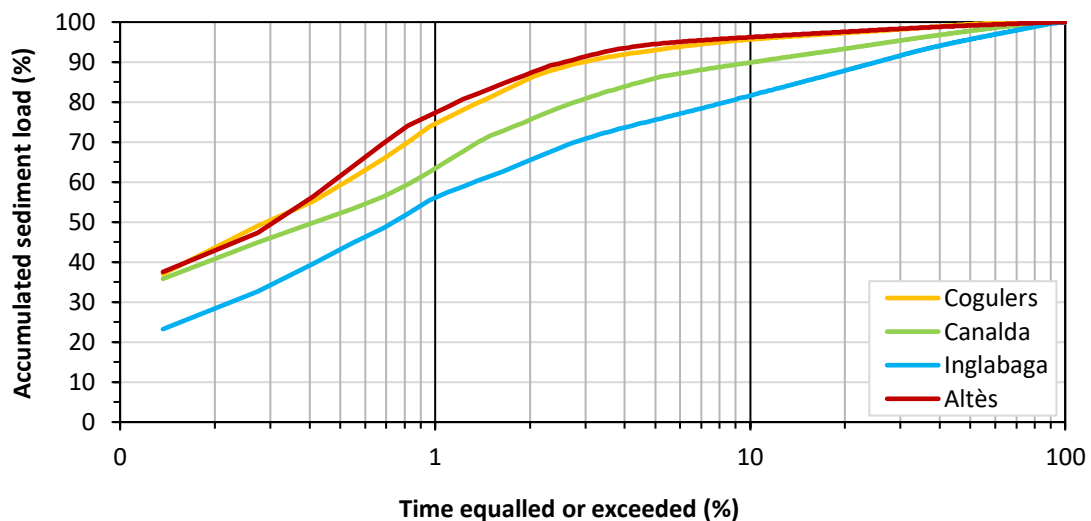


Figure 39. Suspended sediment load frequency curves at the sub-catchment scale for all the study period (January 2012 to December 2013). Note that the x-axis uses a log-scale to improve the visualization of the differences between sub-catchments.

Average SSY ranges from 3.8 Mg in Cogulers ( $SSY = 1.6 \text{ Mg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ), to 340 Mg in Canalda ( $5.2 \text{ Mg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ), 510 Mg in Inglabaga ( $4.4 \text{ Mg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) and the reported 2015 Mg ( $9.3 \text{ Mg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) at catchment outlet (Altés) (Table 20 and figure 35B). Thus, the dry part of the catchment contributes more than  $\frac{3}{4}$  of the annual sediment load of the whole Ribera Salada, despite occupying little less than 50% of the basin area. Contrary to most of the general relations between area and SSY presented in the literature, the SSY in the Ribera Salada catchment increases with area, a pattern that de Vente et al. (2007) attributed it to basin in which channel erosion was the dominant source of material. Moreover, Dedkov (2004) indicated that this is also pattern a typical in river basins where agriculture is limited or non-existent. The Ribera sits in this sedimentary pattern but the limited number of monitoring sections ( $n=4$ ) and years for which data is available ( $n=2$ ) precludes further generalizations of the results obtained here.

#### 4.4.3.2 Seasonal and monthly patterns

The sedimentary regime observed at the outlet of the Ribera Salada shows a seasonal maximum i.e. spring with 1570 Mg, followed by summer with 350 Mg (average values for all study period, Table 20), equivalent to 78 and 17 % of the annual total, respectively. Sediment load during winter and autumn is much lower (3 and 2%, respectively). Tuset et al. (2016) observed the same sedimentary regime in the Inglabaga sub-catchment (i.e. Ribera Salada) for a 3-year study period. The difference between spring and summer depends on the volume and the intensity, together with the spatial and time distribution and type of precipitation; in turn this controls the predominant type of flood (snowmelt-prone flood in combination with rainfall events in spring, and thunderstorms in summer). Similar behaviour was described by Lenzi et al. (2003) for rivers in the Alps, while López-Tarazón et al., (2012), Lobera et al. (2016) and Béjar et al. (2018) also reported spring maxima in nearby Pyrenean catchments. This general pattern may, however, be altered if a particularly intense storm occurs, as in the summer of 2012 when ca. 100 mm of rain was recorded in 3 hours (equating to a 10-yr return period, as per Casas et al., 2005) producing huge amount of sediments and placing the summer as the leading sediment producing season (see table 20). This general sedimentary regime applies to the rest of the sub-catchments too.

In spring, precipitation is usually high and together with snowmelt is capable to mobilising and transporting sediments that have been prepared during winter freeze and thawing cycles, mostly from banks and foot slopes with limited vegetation protection. This process has been observed in all the sub-catchments of the Ribera Salada, despite the differences in sediment availability and connectivity due local variations in vegetation cover, lithology and topography. Dietrich and Dunne (1978) suggested that weathering is a critical limiting factor in the long-term movement of sediment in mountain environments, and this may be particularly true in steep slopes with shallow soils over bedrock, as is the case of the Ribera Salada (i.e. weathering is less crucial where primary sediment sources are deep soils, unconsolidated sediments, or tectonically shattered rock, such as recently glaciated sediments, Swanson et al., 1982). In turn, the harvest of grass in summer leaves the soil without protection and prone to erosion if local thunderstorms occur. Consequently, sub-catchments with higher proportion of cultivated areas experience a *SSY* increase in summer e.g. the lowermost area of the basin where agriculture concentrates in the floodplain (i.e. dry sub-catchment with 13.5% of cultivated land; see Table 19 and 20 and Figure 40).



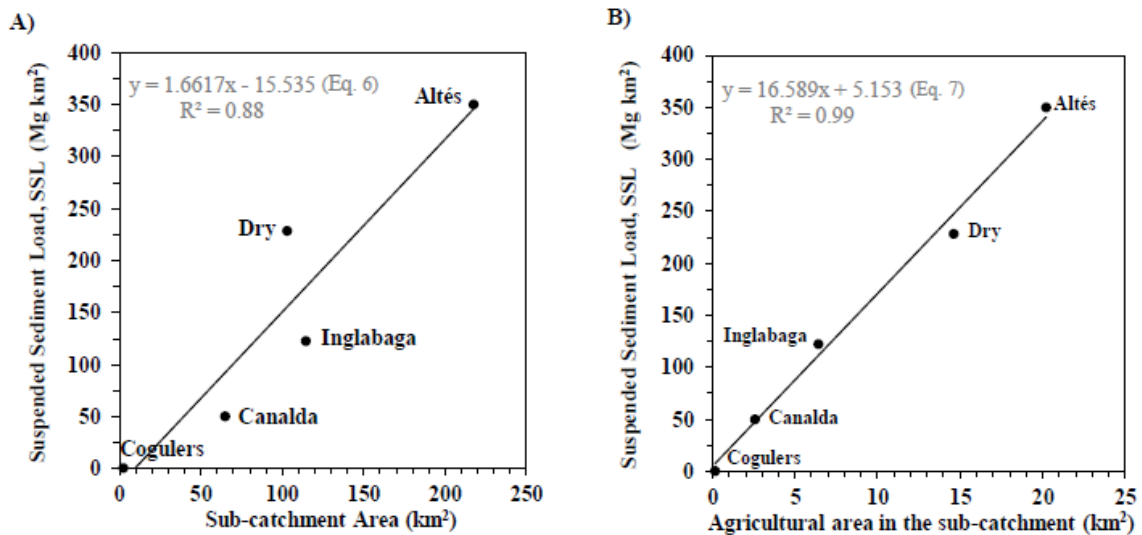


Figure 40. (A) Relationship between Suspended Sediment Load (SSL) and sub-catchment area. Overall, the empirical relation overestimates the sediment production capability of the upper *wet* Canalda and Inglabaga catchments (where agriculture is residual) and underestimates it in the *dry* sub-catchments. (B) Relationship between Suspended Sediment Load (SSL) and the area occupied by agriculture in each sub-catchment, suggesting a high dependency between the agricultural area and the catchments sediment yield (see the coefficients of determination, i.e. equations 6 and 7). Statistical relations are statistically significant at  $p < 0.05$ .

At the monthly scale, the largest sediment load in the whole basin was observed in April (958 Mg corresponding to a total runoff of 4.3 hm<sup>3</sup>) and May (603 Mg, 7.1 hm<sup>3</sup>), whereas minima occurred in February and August (3 Mg, 0.7 hm<sup>3</sup>, both cases). July and September also registered relatively high sediment loads (113 and 235 Mg, respectively) but associated with low runoff volumes (1.2 and 1.1 hm<sup>3</sup>, respectively). Figure 41 shows the figure-of-eight hysteresis in the Ribera Salada sedimentary cycle, a phenomenon that suggests the concurrence of several sediment sources with different contribution-sedimentation-depletion periods. These periods are: (i) From the beginning of spring to June (i.e. clockwise hysteresis) the catchment supplies large amounts of sediment that is progressively exported mostly under snowmelt flows; (ii) In summer (i.e. counter-clockwise hysteresis), sediment mobilization occurs during individual intense precipitation episodes although magnitudes are relatively low, that produce high peak flows and relatively low volumes of runoff; and (iii) From November to March, when water and sediment yield is usually negligible. This cycle was reported for the Ribera Salada by Tuset et al. (2014).

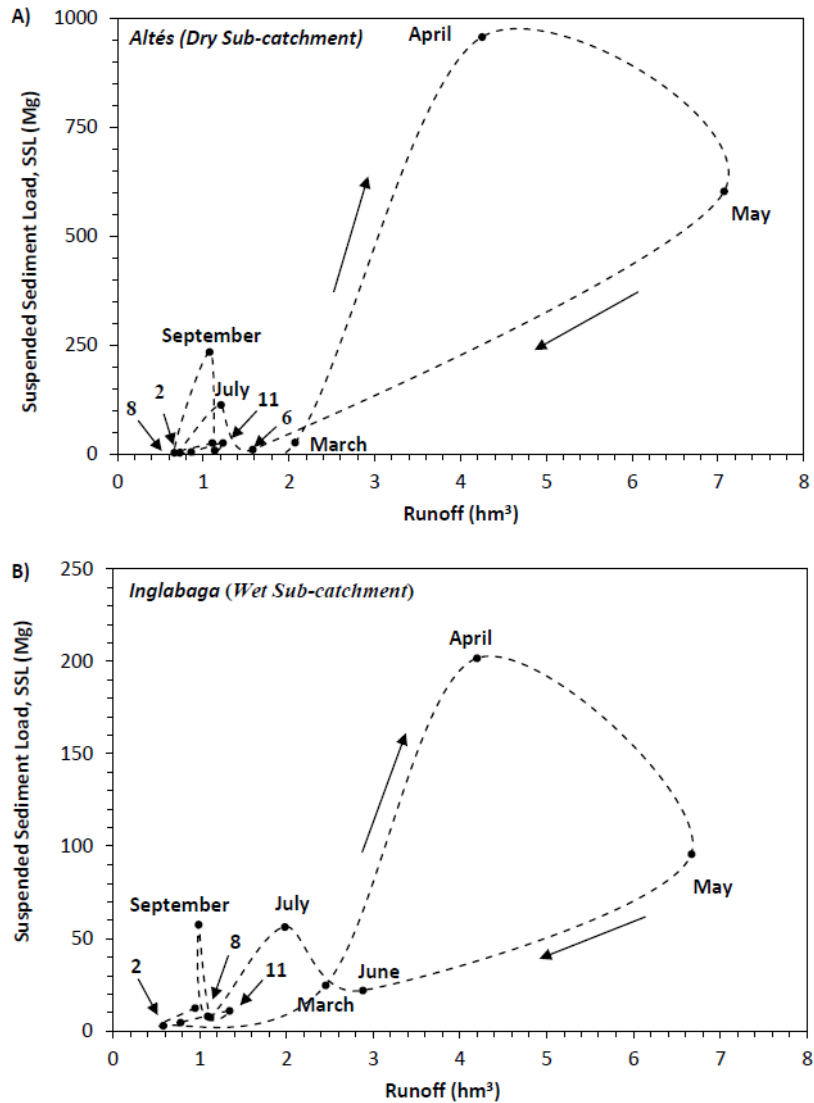


Figure 41. Monthly hysteresis of the suspended sediment load (2012-2013) in the (A) Altés and (B) Inglabaga sections. Each number corresponds to one month, where: 2 = February, 6 = June, 8 = August and 11 = November, as reference.

#### 4.4.3.3 The role of floods

More than any other aspect of a river's hydrology, floods may reflect the response of a drainage to factors controlling flows. In the case of the Ribera Salada separation of *DR* and *BF* allowed determination of when a flood occurred, estimation of the *SSY* transported during each episode as a *DR* and elucidation of the role of floods in the sediment export of the basin. Here a flood is defined as the daily event for which *DR* is detected (i.e. for this we used the *BFI+*® 3.0 software).

Using this definition, 35 flood events were recorded between January 2012 and December 2013 in the Altés section (encompassing the whole catchment). In the Inglabaga section, the number of floods was 43 for all the study period. In Canalda, Fred and Cogulers, the number of

floods was lower (i.e. 33, 31, and 30, respectively). Results suggest that in the wet basin the number of floods is directly proportional to the size of the catchment.

Sediment transport has high inter-annual variability, with 15% of the total *SSL* transported in 2012 and the remaining 85% transported in 2013. Intra-annual variability is notable, with a single event (i.e. 30<sup>th</sup> April 2013) capable of transporting up to 56% of the *SSL* (i.e. 2275 Mg). The flood-based *SSY* in Altés, Inglabaga, Canalda and Cogulers were 9.0 Mg km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>, 3.8 Mg km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>, 4.7 Mg km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup> and 1.2 Mg km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>, respectively. Similar to the total load, most of the flood-based sediment yield (14.8 Mg km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>) is produced in the dry sub-catchment, reaching 80% of the flood-based production. Sediment production within the Inglabaga sub-catchment depends on the source area, with Fred and Plana (i.e. sub-catchment adjacent to the Fred and Canalda sub-catchments) having the lowest yield (2.5 Mg km<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>; difference between the production of Canalda and Inglabaga). The large proportion of rocky channels in this area reduces the source areas, which, in densely-forested sub-catchments, are the main sediment source.

#### 4.4.3.4 Sediment budget

There are no direct measurements of soil erosion in the Ribera Salada for the study period. Even so, Verdú et al. (2000) modelled erosion dynamics in the Canalda sub-catchment and estimated values from 4.4 to 25.5 g per ha and mm of rain, depending on land use. The extrapolation of these results to the mean precipitation registered in 2012 and 2013 (see table 20) yields erosion values between 0.003 and 0.016 Mg ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> for the whole study period. These values again plot in the lower range of the erosion rates measured in the Mediterranean area (from 0.006 to 1 Mg ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> at the plot scale; Vanmaercke et al., 2012). Erosion values differ greatly from the *SSL* estimated at both Inglabaga and Altés sections (0.05 and 0.09 Mg ha<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>, respectively) (Table 20). The difference between erosion and yield point out the current hydro-sedimentary response of the basin and helps the conceptualisation of its sediment budget, with the sediment contribution from the drainage network accounting for almost all the sediment exported from the catchment. This agrees, for instance, with work by Kronvang et al. (2013) who reported bank erosion as the dominant source of sediment (i.e. between 90-94%) in the River Odense (Denmark), though in a more humid region than the Ribera Salada. Direct runoff in headwaters of the Ribera Salada (i.e. in the Canalda sub-catchment) is rare and highly localised, despite some slopes showing erosion forms such as rills and gullies at the limit of the subalpine zone (i.e. meadow-dominated landscape at 2000 m a.s.l.). These features indicate a degree of local sedimentary activity, although this is best considered marginal at the basin scale.

The mobilised sediments do not leave the area because they are quickly fixed by grass. From the headwaters to the Inglabaga section (i.e. an area that includes Cogulers, Canalda and Fred

sub-catchments), the dense forest cover greatly limits soil erosion; here rills and gullies can only be found in some mountain tracks and on the artificial slopes after strong rainfall, so the river's sediment load is almost exclusively due to erosion of river channel and banks. The physiography of Fred, Canalda and, hence, Inglabaga sub-catchments, which is mainly composed by rock-carved channels (Figure 33), indicates sediment depletion, and may explain the low sediment yield of this wet upper part of the Ribera Salada when compared to other Mediterranean catchments (see section 4.4.3.1). These results are in line with several works (Dedkov and Mozherin, 1992; Dedkov and Mozherin, 1996; Dedkov, 2004), indicating that in low-modified mountain streams, (i) the intensity of erosion (i.e. sediment yield) depends directly on the amplitude of the relief and that (ii) these rivers are characterized by low suspended sediment yields. The upper half of the Ribera Salada is a supply limited catchment that, besides structural factors such as high soil infiltration capacity, faces sediment depletion from the source areas mostly due to afforestation of abandoned croplands and meadows (20% of the basin area has been afforested in the last 50 years after land abandonment; Buendia et al., 2016b). This hungry-water dynamic generates bank erosion and incision in the main channel causing, for instance, the disconnection of lateral bars which over recent decades have been intensively colonized by shrubs and, occasionally, woody vegetation.

The mean SSY in the lower, dry half of the Ribera Salada is four times higher than that of the upstream area, despite having the same area and a lower  $Q$ . Field observations suggest that this higher SSY is likely a function of the greater availability of sediment stored in the alluvial deposits of the main valley and owing to soft sedimentary rocks (sandstones and clayrocks in the hillslopes), as well as due to apparent high connectivity between the sediment sources (e.g. riverbanks and adjacent agricultural fields) and the stream courses.

Additionally, major gravel mining occurred in the river some decades ago, with an estimated  $>300,000 \text{ m}^3$  extracted as aggregate between 1987 and 2000; Batalla et al., 2006). This may have altered the sediment transport dynamics of the lower part of the basin. Gravel-mining mainly affects the coarse part of the sediment load, so the fine fractions that are transported in suspension and which are the main focus of the current paper may have been affected less. Nonetheless, the river (i.e. slope, geometry, pattern) is still recovering to pre-extraction situation, a fact that may affect the transfer of the suspended load through the reach. This recovery process may take decades until the pre-extraction channel configuration is reached (provided that other physical factors i.e. runoff, sediment supply, remain unaltered).

## 4.5 CONCLUSIONS

This work presents the water and the sediment budgets of a mountainous Mediterranean catchment located in the Southern Pyrenees for a two-year period. The study period was characterized by a moderate rainfall variability with a relatively dry 2012 and a wetter 2013. The work focused on the quantification of the water and the sediment flows through five nested sub-catchments. Measurements of flow and sediment transport covered a wide range of discharges, ranging from base flow to small and medium floods. Rainfall obtained from radar proved useful in the Ribera Salada where precipitation is highly variable in space and time and where individual rain gauges are not capable to capture such variability. The main conclusions of the work are drawn as follows:

1. The Ribera Salada consists of two well differentiated areas with contrasting hydrological regimes. The upper area (the *wet* basin) has a relatively constant flow regime that is basically controlled by a relatively even rainfall distribution, snowmelt and water transfers from the hydrogeological units. In this upper sub-catchment (52.7% of the total basin area), water yield is positively correlated to catchment area, so all parts of the catchment contribute approximately the same volume of water per unit area. The direct runoff from of each sub-catchment increases with basin area too. In contrast, tributaries in the lower *dry* part of the catchment (47.3% of basin area) only supply water during rainfall events; as a result of this, flow in the mainstem river decreases as the catchment area increases. The aquifer shifts from being effluent to influent: direct runoff decreases in dry periods due to the alluvial aquifer recharge during floods and increases in wet periods when the level of the aquifer is high.

2. The sediment yield of the whole catchment and the respective sub-catchments sits close to the lower bounds of values reported for the Mediterranean region. This illustrates the low intensity of the dominant hydrological and geomorphic processes in the area. The sediment yield in the dry part of the catchment is four times than that observed upstream, even though the runoff is lower. The increment is explained by the higher availability of sediment and the higher connectivity between the sediment sources (mostly agricultural fields) and the fluvial network. Overall, the Ribera Salada shows a positive relationship between the sediment yield per unit area and the basin area.

3. The sediment load is transported mainly during floods, and come from channel and banks in the upper part of the catchment and overland flow and erosion from the agricultural areas adjacent to the ephemeral downstream tributaries and the main valley, respectively. The upper basin is a supply limited system that faces long-term sediment depletion mostly due to afforestation that has taken place since the 1950s. This phenomenon causes incision in the main

channel and geomorphic changes in the valley where formerly active sedimentary deposits (e.g. lateral bars) experience disconnection from the river channel and vegetation encroachment occurs.

The water and the sediment budgets presented here indicate that the Ribera Salada is a basin with low geomorphic activity, a circumstance that is certainly not usual in the Mediterranean area. Results provide valuable scientific knowledge on water and sediment dynamics that still scarce in this highly contrasted hydroclimatic region, ranging from wet mountain headwaters to dry lowlands. Overall, and owing to the amount of data available at various catchment scales (from one to hundreds of km<sup>2</sup>), the Ribera Salada offers a particular but, at the same time, attractive environment to further examine the effects of land use and climate changes, which are expected to be particularly acute in this transitional riverscapes.

## NOTATIONS

<i>A</i>	drainage area (km <sup>2</sup> )
<i>BF</i>	base-flow (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )
<i>C1</i>	mean concentration determined from a single vertical section (mg l <sup>-1</sup> )
<i>Cs</i>	mean suspended sediment concentration (mg l <sup>-1</sup> )
<i>CV</i>	coefficient of variation
<i>DR</i>	direct runoff (hm <sup>3</sup> )
<i>ETr</i>	real evapotranspiration (mm)
<i>f</i>	standard value (i.e. 0.9; dimensionless)
<i>FA</i>	forest area (%)
<i>h</i>	water depth (m)
<i>WW</i>	licensed water withdrawals (mm)
<i>K</i>	ratio between <i>Cs</i> and <i>C1</i> (dimensionless)
<i>N</i>	number of days after which direct surface runoff ceases (days)
<i>NTU</i>	nephelometric turbidity units
<i>OM</i>	organic matter
<i>P</i>	mean precipitation (mm)
<i>P<sub>obs</sub></i>	monthly rainfall observed (mm)
<i>P<sub>pred</sub></i>	estimated monthly rainfall (mm)
<i>Q</i>	runoff (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )
<i>Q<sub>mean</sub></i>	mean discharge (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )
<i>Q<sub>max</sub></i>	peak discharge (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )
<i>α</i>	runoff coefficient (%)
<i>RMSE</i>	root mean square error (mm)
<i>SSC</i>	suspended sediment concentration (mg l <sup>-1</sup> )
<i>SSC<sub>max</sub></i>	maximum suspended sediment concentration (g l <sup>-1</sup> )
<i>SSL</i>	suspended sediment load (Mg)
<i>SSY</i>	suspended sediment yield (Mg)
<i>SSYs</i>	specific suspended sediment yield (Mg km <sup>-1</sup> yr <sup>-1</sup> )
<i>TR</i>	total flood-based runoff (hm <sup>3</sup> )
<i>WY</i>	water yield (hm <sup>3</sup> )





## CAPÍTOL 5

---

# EVOLUCIÓN MORFO-SEDIMENTARIA DEL TRAMO MEDIO DEL RÍO SEGRE



Imatge: <http://www.icc.cat/vissir3/>

## CAPÍTOL 5. EVOLUCIÓ MORFO-SEDIMENTARIA DEL TRAMO MEDIO DEL RÍO SEGRE

L'objectiu d'aquest capítol és analitzar l'evolució de la morfologia fluvial d'un tram de 40 km del Mig Segre durant el període 1956-2008 com a resposta de la regulació hidrològica, i altres impactes més localitzats en l'espai com les activitats extractives. Aquest capítol està relacionat amb l'Objectiu Específic 4 de la tesi (OE4).

Els resultats han estat publicats en una revista nacional indexada al SJR (veure detalls al quadre resum més avall). Es tracta d'una publicació que no s'ha utilitzat en cap altra tesi doctoral, i en la que el primer autor és també l'autor d'aquesta tesi doctoral. El capítol s'estructura seguint els continguts de l'article: base lògica del treball (*rationale*), objectiu, descripció de l'àrea d'estudi i dels mètodes, resultats, discussió i conclusions i, finalment, la llista de notacions del capítol. El capítol és manté en l'idioma original de la publicació.

*Los resultados de este capítulo se han publicado en la siguiente revista:*

*H-index (SJR, 2019): 17*

*Área temática y categoría: Ciencia medioambiental; Q2*

*Tuset, J., Vericat, D., Batalla, R., 2015. Evolución morfo-sedimentaria del tramo medio del río Segre. Cuad. Investig. Geográfica 41, 23-62. <https://doi.org/10.18172/cig.2707>*

## 5.1 BASE LÓGICA

Los ríos son sistemas naturales complejos cuya energía se disipa mayoritariamente en forma de trabajo, transfiriendo agua y sedimentos desde las cabeceras hasta las áreas de sedimentación, a la vez que modelan los cauces de la red de drenaje por la que circulan. La interacción entre la dinámica hidrológica y sedimentaria determina no sólo el equilibrio entre los procesos físicos, sino también el estado ecológico del río, y la disponibilidad y características del hábitat fluvial. El transporte de sedimentos desde las cuencas hasta el mar es un proceso fundamental en el proceso de denudación continental. Este proceso ocurre de manera episódica en el tiempo, determinado por los periodos en los que los caudales superan los umbrales de movilidad de los sedimentos (mayoritariamente durante crecidas; i.e. episodios competentes). Generalmente se considera que un tramo de río se encuentra en *equilibrio dinámico* (o casi-equilibrio) cuando la cantidad de sedimentos erosionada es reemplazada por materiales provenientes de aguas arriba (Stanley Alfred Schumm, 1977). Cualquier alteración en el régimen de caudales líquido y sólido comporta un cambio de dicho equilibrio y un posterior ajuste de las condiciones morfo-sedimentarias del cauce y de los procesos bio-físicos asociados, incluyendo el hábitat (p.ej. Kondolf, 1997). Son numerosos los trabajos en Geomorfología Fluvial que analizan los efectos de diversas actividades antrópicas sobre el régimen de caudales y la carga sólida asociada. En este contexto cabe señalar los efectos de los cambios de los usos del suelo en la cuenca sobre la producción de sedimentos y generación de escorrentía, tal y como indican numerosos trabajos en España en diferentes contextos hidroclimáticos (p.ej. Beguería *et al.*, 2006, García-Ruiz, 2010; López-Vicente *et al.*, 2011; Sanchis Ibor y Segura Beltran, 2014). De especial interés además es el estudio de los efectos de la regulación de los caudales por embalses, sobre todo en un contexto climático mediterráneo, donde las presas son un elemento clave en la gestión de los recursos hídricos superficiales.

Las presas reducen la magnitud y frecuencia de las crecidas, y ello comporta ajustes en el balance sedimentario y en la morfología fluvial. Estos cambios afectan (i) la geometría del cauce y la granulometría del lecho, (ii) la movilización de los sedimentos y, consecuentemente, (iii) la formación y renovación de unidades morfológicas como rápidos, pozas, barras, brazos laterales y meandros de gran interés para el hábitat fluvial (p.ej. Chien, 1985; Fenner *et al.*, 1985; Copp, 1989; Poff *et al.*, 1997). El grado de alteración de las crecidas depende de las características constructivas y operativas de la presa y de su capacidad de regulación, así como de la forma y los usos particulares de cada embalse. Además de cambiar el régimen de caudales, los embalses también son trampas eficaces de sedimentos. Otro impacto destacado en el medio fluvial es el ocasionado por las extracciones de sedimentos, generalmente con el objetivo de obtener áridos

para la construcción. Esta actividad tiene un efecto directo sobre la dinámica morfológica y sedimentaria del río (p.ej. Rundquist, 1980; Rivier y Seguíer, 1985; Kondolf, 1994a, 1994b; OWRRI, 1995a, 1995b; Kondolf, 1997; Batalla y Vericat, 2011). Las extracciones de áridos comportan cambios en la morfología en planta del río a múltiples escalas temporales. Si la magnitud de estas es considerable, existen numerosos ejemplos en los que el río pasa de una configuración morfo-sedimentaria compleja (p.ej. trenzada) a ríos de cauce único y de menor sinuosidad; esta actividad facilita el acorazamiento del lecho y produce incisión y, consecuentemente, elimina además hábitats acuáticos y riparios de gran interés (p.ej. Piégay et al., 2009 y Rinaldi, 2003). El impacto no se limita al tramo original de la extracción sino que los efectos pueden desplazarse aguas arriba y abajo (p.ej. Pringle, 1997).

Desde finales de los años 1950, el tramo medio del río Segre (cuenca del Ebro) está sujeto a numerosos impactos antrópicos que han modificado sustancialmente su equilibrio hidro-sedimentario. Los impactos más destacados están relacionados con la construcción de embalses y las extracciones de áridos. La primera actividad ha modificado el régimen hidrológico y de crecidas, y ambas han alterado el balance de sedimentos y, consecuentemente, la dinámica morfo-sedimentaria del río.

## **5.2 OBJETIVO**

El objetivo de este artículo es analizar la evolución del cauce del río y la respuesta a los impactos ocasionados por la regulación hidrológica y las actividades extractivas. El trabajo presenta de una manera secuencial e integrada diferentes métodos de diagnóstico hidrológico y sedimentario que a menudo se encuentran fragmentados o dispersos, tanto en la literatura científica como en informes técnicos. Este trabajo contribuye así con una propuesta metodológica para la evaluación del estado morfo-sedimentario de tramos fluviales regulados por presas y/o impactados por extracciones de áridos.

## **5.3 ÁREA DE ESTUDIO Y MÉTODOS**

### **5.3.1 ÁREA DE ESTUDIO**

La cuenca del río Segre se sitúa en el cuadrante NE de la Península Ibérica, con una superficie de 22 845 km<sup>2</sup> y una longitud del curso principal de 265 km. El Segre es el principal afluente del Ebro, y, con su cabecera en el Pirineo Oriental, recorre el extremo oriental de la Depresión del Ebro hasta que vierte sus aguas en el embalse de Ribarroja (aguas abajo de la presa de Mequinenza). El clima de la cuenca del Segre es primordialmente de carácter mediterráneo, con rasgos alpinos en la cabecera y tendencia a la continentalidad en su tramo final. La precipitación y la temperatura media anual de la cuenca son 576 mm y 12°C, respectivamente. En la cabecera

del curso principal y en sus principales afluentes (i.e. el Cinca, las Nogueras) predominan los materiales silíceos, de carácter ácido y de baja solubilidad, alternados, aguas abajo, con franjas de naturaleza calcárea. Ya en la depresión y hasta su desembocadura, el río circula sobre materiales sedimentarios (conglomerados, areniscas, lutitas y, esporádicamente, yesos). El río tiene un régimen hidrológico de tipo nivo-pluvial. Durante el invierno la pluviometría es escasa y la mayor parte de la precipitación se concentra en la montaña y se produce en forma de nieve. En primavera las lluvias son más abundantes y, junto con el deshielo, hacen que los caudales del río alcancen los valores máximos anuales. El mínimo anual se produce en verano. El caudal medio diario ( $Q_n$ ) en la parte baja de la cuenca es de  $86 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (en Seròs, última estación de aforo antes de la confluencia con el Cinca y el Ebro). Los caudales máximos ( $Q_{ci}$ ) estimados durante el siglo XX en Lleida se registraron en otoño, alcanzando  $5200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  en 1907 y  $3600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  en 1937 y 1982 (Balasch *et al.*, 2006). El índice de torrencialidad (expresado como  $Q_{ci}/Q_n$ ) es de 60.

El tramo de estudio seleccionado se considera representativo del Segre medio (40 km, Figura 42) y queda delimitado por los municipios de Ponts (aguas abajo de la presa de Rialb) y Alòs de Balaguer (aguas arriba de la confluencia con uno de sus principales tributarios, el Noguera Pallaresa). Desde finales de los años 1950 el tramo medio del río Segre ha experimentado una notable alteración de su dinámica fluvial debido a diversas actividades antrópicas. Las presas de Oliana (construida en 1959) y Rialb (1998), con una capacidad de 101 y de 403 hm<sup>3</sup> respectivamente, han alterado el régimen natural de caudales líquido (habituales y de crecida) y sólido del río. Asimismo, desde los años 1970, el desequilibrio sedimentario se ha visto incrementado por continuadas extracciones de áridos a lo largo del tramo de estudio.

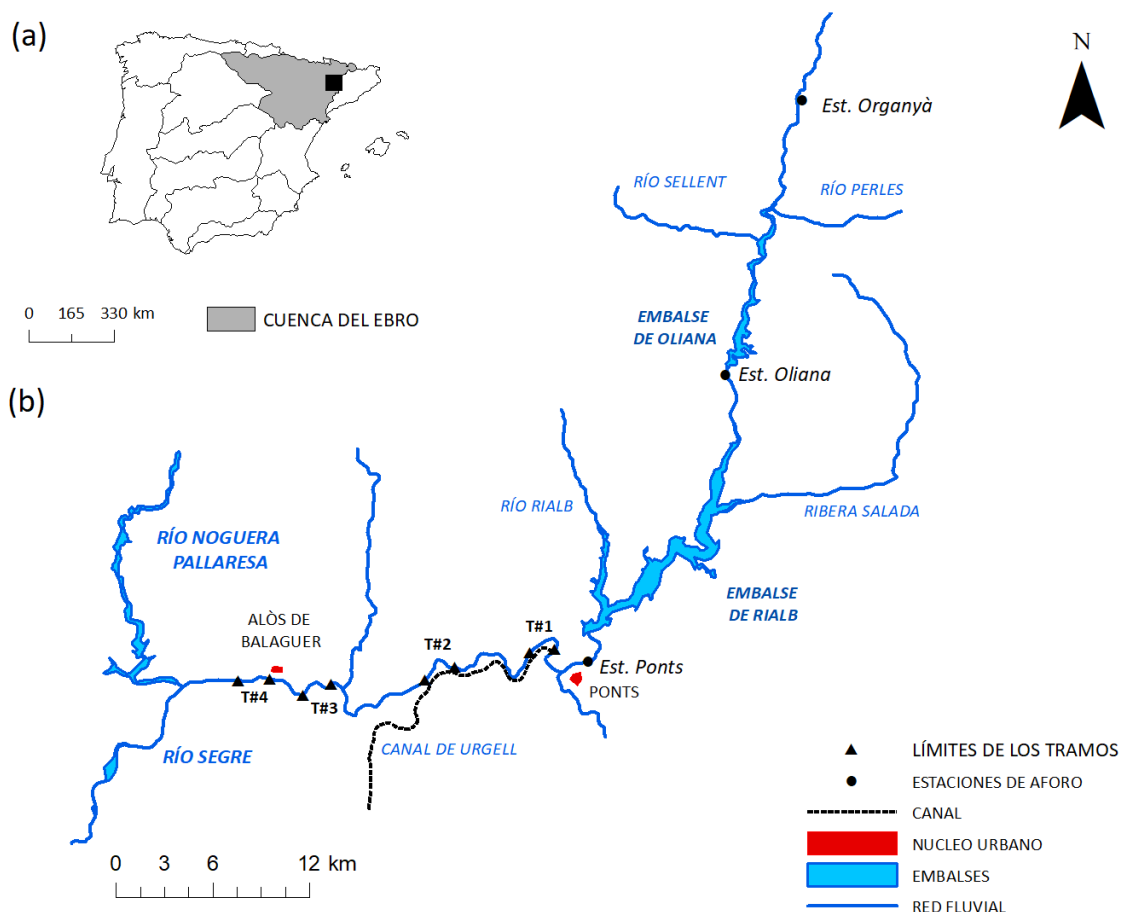


Figura 42. (a) Localización de la cuenca del Segre en la Península Ibérica. (b) Localización del área de estudio con indicación de los 4 sub-tramos analizados del sector medio del río Segre.

### 5.3.2 METODOLOGÍA

El estudio analiza la evolución morfológica del tramo medio del Segre en relación con el régimen de crecidas y la disponibilidad de sedimentos, haciendo hincapié en la respuesta del sistema fluvial a los desajustes de origen antrópico (p.ej. presas y actividades extractivas). Para ello, se ha seguido una metodología integrada y secuencial sobre la base de cuatro criterios de evaluación y estructurada en cinco bloques (Figura 43). Los dos primeros bloques metodológicos están relacionados con el análisis del impacto y se centran en la cuantificación de las entradas de energía (caudales) y de la disponibilidad de sedimentos que el sistema tiene para mantener su equilibrio morfológico y sedimentario: 1) caracterización de caudales habituales y de crecida y 2) cambios en el balance de sedimentos. El tercer bloque (evolución morfológica) analiza la respuesta del sistema fluvial en relación con los cambios de las cargas líquida y sólida, y la reducción de las áreas fuente de sedimento en el propio cauce. El bloque cuatro está relacionado con el análisis morfo-sedimentario actual y se centra en la modelización hidráulica y de inicio de movimiento de las partículas del lecho (i.e. competencia del flujo) durante escenarios de crecida

actuales. El último bloque (5, integración de resultados) evalúa la relación causa-efecto mediante el análisis de la influencia de los cambios en el balance de agua y de sedimentos en la evolución morfológica, y plantea algunas propuestas de mejora de acuerdo con el diagnóstico y con la respuesta observada del sistema. A continuación, se describen detalladamente cada uno de los bloques metodológicos.

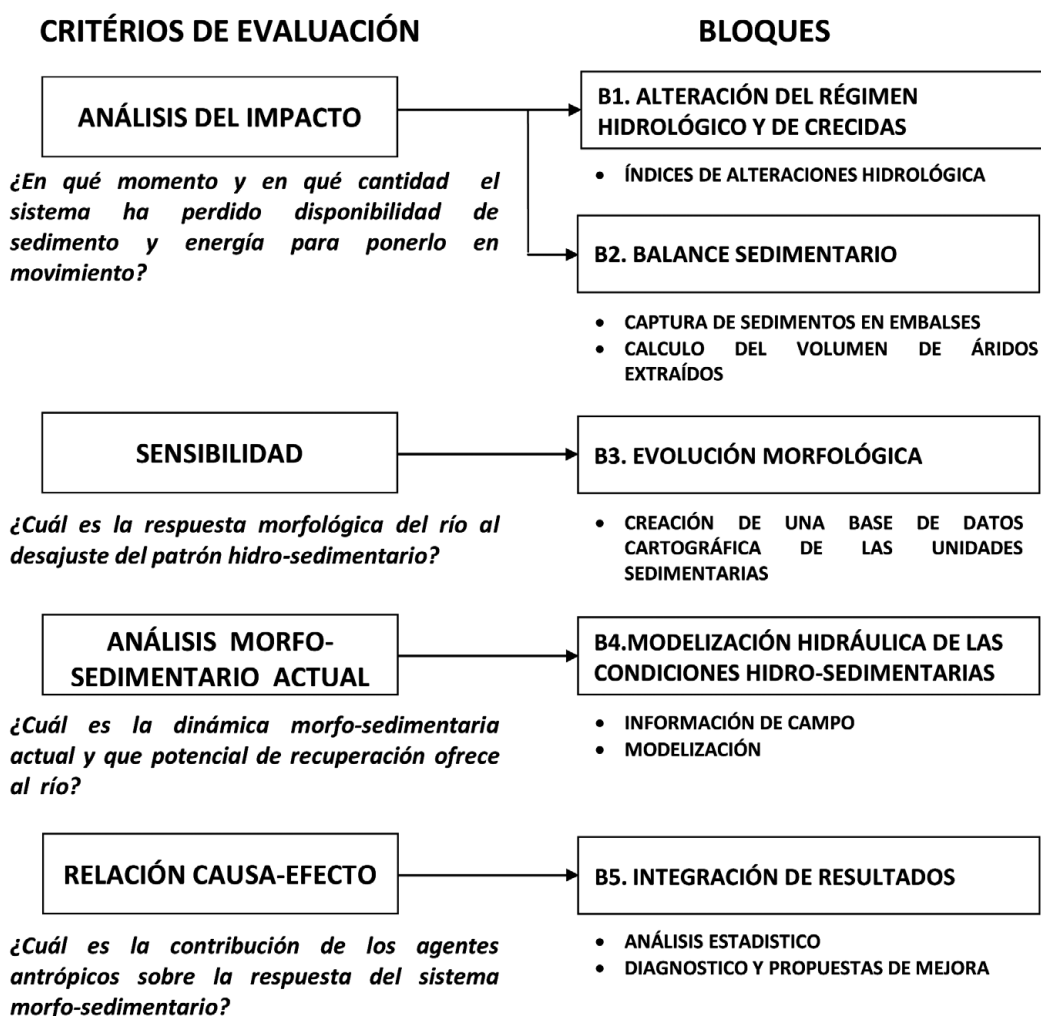


Figura 43. Esquema metodológico para el diagnóstico de la dinámica morfo-sedimentaria del tramo medio del río Segre: Interrelación entre criterios de evaluación y bloques de análisis de datos.

### 5.3.2.1 Régimen hidrológico y de crecidas

La metodología empleada para la caracterización del estado hidrológico se ha hecho de acuerdo con los trabajos de Batalla *et al.* (2004) y Martínez-Santa y Fernández-Yuste (2006). A partir de estas referencias presentamos un conjunto de índices denominados de Alteración Hidrológica (IAH) que permiten evaluar de manera cuantitativa los cambios en el régimen de

caudales, sobre todo de aquellos con más interés geomorfológico debido a su competencia, los caudales de crecida.

La caracterización hidrológica se estructura en dos bloques. El primer bloque analiza el régimen natural de caudales (*RNC*) y el segundo el régimen modificado de caudales (*RMC*). El análisis del *RNC* se efectúa a partir de los caudales anuales, mensuales y diarios medios de las estaciones de Organyà (único punto de control libre de regulación), Oliana y Ponts (Figura 42; Tabla 24) con el objetivo de determinar las características del régimen hidrológico natural.

Tabla 24. Registros de datos de las estaciones de aforo en el tramo medio del Segre. Fuente: Confederación Hidrográfica del Ebro.

ESTACIÓN <sup>1</sup>	INICIO SERIE	DURACIÓN DE LA SERIE	AÑOS COMPLETOS
Organyà	1950	55	51
Oliana	1952	57	50
Ponts <sup>2</sup>	1946	68	45

<sup>1</sup> Nota: los datos de caudal plantean en ocasiones problemas de homogeneidad de las series ya que las estaciones de aforo sufren cambios a lo largo de su historia (p.ej. cambios en la colocación de la escala, cambios ubicación, etc.). El Servicio de Hidrometría de la CHE es el organismo encargado de la supervisión de estos aspectos (realizando anualmente una media de 1300 aforos directos para ir ajustando las curvas de gasto de las 223 estaciones de aforo). En este trabajo hemos tomado como correctos los datos suministrados una vez estos han sido validados por sus técnicos. En algunas ocasiones cuando una de las estaciones queda afectada por una crecida, deja incluso de estar en servicio durante un tiempo hasta que se ha reconstruido y recalibrado. El análisis detallado de la historia de cada una de las estaciones queda fuera del alcance este trabajo.

<sup>2</sup> Serie hidrológica de Ponts (1946-1982) completada con los registros de salida del embalse de Rialb (2000-2014).

El régimen modificado de caudales (*RMC*) se analiza a partir de i) el régimen modificado de los caudales habituales (*RMC<sub>Hb</sub>*, entendidos como caudales no extremos) y ii) el régimen modificado de crecidas (*RMC<sub>Cd</sub>*). Al mismo tiempo, se ha calculado el Índice de Regulación (*IR*, de Batalla *et al.*, 2004) de la cuenca. Este índice se toma como indicador de la capacidad de alteración hidrológica de los embalses sobre el *RNC*. El *IR* es el cociente entre la capacidad del embalse y la aportación media anual, expresado como un valor adimensional, pero asimilables al tiempo de residencia del agua en el embalse. Para evaluar los regímenes de caudales modificados (i.e. *RMC<sub>Hb</sub>* y *RMC<sub>Cd</sub>*) se identificaron dos puntos de control foronómicos para cada uno de los embalses, uno ubicado aguas arriba y otro aguas abajo. Se han seleccionado estaciones con una disponibilidad de datos similar. En el caso del *RMC<sub>Hb</sub>*, los parámetros analizados (ver Tabla 25) son la magnitud anual de la esorrentía, la estacionalidad y la variabilidad diaria (Martínez-Santa y Fernández-Yuste, 2006, a partir de Puckridge *et al.*, 1998; Grows y Marsh, 2000). Adicionalmente, también se ha añadido la variabilidad mensual de la esorrentía siguiendo la metodología de Batalla *et al.*, (2004). Las variables analizadas para el estudio del *RMC<sub>Cd</sub>* son la magnitud y frecuencia, la variabilidad, la estacionalidad y la duración de las crecidas. El estudio de la magnitud y frecuencia se realiza a partir de i) la media de los



máximos caudales diarios anuales ( $\overline{Q_C}$ ) y, si se dispone, de la media de los caudales máximos instantáneos anuales ( $\overline{Q_{Ci}}$ ), ii) el caudal *bankfull* ( $Q_{Bank}$ ) y, iii) el caudal máximo ordinario o caudal de crecida ( $Q_5$ ) correspondiente al percentil 5 (p.ej. Clausen y Biggs, 2000; Baker *et al.*, 2004; Batalla *et al.*, 2004), tomado de una curva de caudales clasificados. Para el cálculo del caudal *bankfull* ( $Q_{Bank}$ ) se ha seguido el cálculo propuesto por Villarroja y Xuclá (2003):

$$Q_{Bank} = (\overline{Q_C}) * (0,7 + 0,6 * CV_{Q_C}) \quad (\text{Ec. 1})$$

donde  $Q_{Bank}$  es el Caudal *bankfull*, de cauce lleno o formativo ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ), ( $\overline{Q_C}$ ) es la media de la serie de caudales máximos medios diarios anuales ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) y  $CV_{Q_C}$  es el coeficiente de variación de la serie de máximos caudales medios diarios anuales.

Tabla 25. Aspectos del régimen natural (RNC) y modificado (RMC) analizados.

VALORES	ASPECTO	PARÁMETROS
Anuales y mensuales	Magnitud	Media de las aportaciones anuales
	Variabilidad	Diferencia entre la aportación mensual máxima y mínima en el año
	Estacionalidad	Mes de máxima y mínima aportación del año
Diarios	Variabilidad	Diferencia entre los caudales medios correspondientes a los percentiles de excedencia del 10% y 90%
Crecidas (Extremos)	Magnitud y frecuencia	Media de los máximos caudales diarios anuales ( $\overline{Q_C}$ ) Caudal formativo o bankfull ( $Q_{Bank}$ ) Caudal de la avenida habitual ( $Q_5$ )
	Variabilidad	Coeficiente de variación de caudales máximos anuales diarios ( $CV_{Q_C}$ ) Coeficiente de variación de la serie de avenidas habituales ( $CV_{Q_5}$ )
	Estacionalidad	Máximo número de días consecutivos con un caudal medio diario $> Q_5$
	Duración	Máximo número de días consecutivos al año con $Q > Q_5$

Para el estudio de la variabilidad, tanto para las variables que se incluyen en el RNC y en el RMC, se ha utilizado el coeficiente de variación de los  $Q_C$  y el de los  $Q_5$ . Finalmente, para la estacionalidad y la duración se han tomado el número de días al mes con caudales medios diarios superiores al  $Q_5$  y el máximo número de días consecutivos con un caudal medio diario superior al  $Q_5$ , respectivamente (Martínez-Santa y Fernández-Yuste, 2006; ver Tabla 25). Una vez calculados los parámetros indicados y su variabilidad tanto para el régimen natural de crecidas (RNC) como para el modificado ( $RMC_{Cd}$ ), se ha evaluado la distorsión originada calculando el cociente entre ellos. Estos cocientes representan los Índices de Alteración Hidrológica (IAH). A continuación, se describen los distintos niveles de perturbación en función a la magnitud de estos.

Con el objetivo de ofrecer una valoración no sólo cuantitativa sino también cualitativa del grado de alteración hidrológica del río, se proponen cinco estados hidrológicos, definidos según las recomendaciones de la *EU Common Implementation Strategy* (Communities European, 2003)

para la Directiva Marco del Agua en su epígrafe 2.6 sobre la clasificación del estado ecológico a partir de las *Ecological Quality Ratios*. Estas ratios atribuyen a cada parámetro del régimen hidrológico analizado un estado de alteración determinado en función del resultado de los *IAH*. Los criterios de representación y asignación de cada nivel de perturbación son: Bajo  $0,80 < IAH \leq 1$ ; Moderado  $0,60 < IAH \leq 0,80$ ; Importante  $0,40 < IAH \leq 0,60$ ; Severo  $0,20 < IAH \leq 0,40$ ; Muy Severo  $0 \leq IAH \leq 0,20$ .

La integración de las variables alteradas en un solo análisis se obtiene a partir del Índice de Alteración Global (*IAG*). La alteración global se presenta en un gráfico que integra todos los índices en un plano con tantos ejes como índices haya, un heptágono en este caso. La línea que une los extremos exteriores del heptágono, con un valor de 1, muestra el estado *RNC* (i.e. régimen natural). Un segundo heptágono, situado en el interior del que representa el *RNC*, cruza cada eje a una distancia del centro proporcional al valor de cada índice. Este segundo heptágono representa el régimen modificado (i.e. *RMC*). Si el valor de un índice para *RNC* coincide con el obtenido para el *RMC*, ambos heptágonos comparten el vértice que conforma dicho índice. Por el contrario, los vértices de los heptágonos difieren a medida que las diferencias entre los índices aumentan. Finalmente, el *IAG* se calcula como el cociente entre el área definida por el polígono de *RNC* y el área de *RMC* (el gráfico del *IAG* se muestra en la figura 44 en la sección de resultados):

$$IAG = \frac{S_{RMC}}{S_{RNC}} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{2} a_i \cdot a_i + 1 \cdot \text{sen} \frac{2\pi}{n}}{n \cdot \left[ \frac{1}{2} \text{sen} \frac{2\pi}{n} \right]} = \dots = \frac{(\sum_{i=1}^n a_i)^2 - \sum_{i=1}^n a_i^2}{m(m-1)} \quad (\text{Ec. 2})$$

donde  $S_{RMC}$  es la superficie definida por el polígono en *RMC*,  $S_{RNC}$  superficie definida por el polígono en *RNC*,  $a_i$  = valor resultante que toma cada índice de alteración parcial y  $m$  el número de índices que evalúan cada aspecto del régimen de caudales (en este caso siete).

Respecto a los Índices de Alteración Global (*IAG*) se obtienen los criterios de representación y asignación del estado de alteración hidrológica: Bajo  $0,64 < IAG \leq 1$ ; Moderado  $0,32 < IAG \leq 0,64$ ; Importante  $0,16 < IAG \leq 0,32$ ; Severo  $0,04 < IAG \leq 0,16$ ; Muy Severo  $0 \leq IAG \leq 0,04$  (Martínez-Santa y Fernández-Yuste, 2006).

Finalmente, y aún dentro del apartado hidrológico, se analiza la magnitud (i.e. pico de caudal) de las crecidas de 50 años de período de retorno ( $T_{50}$ ; periodo similar a la longitud de las series) y los hidrogramas de crecida disponibles aguas arriba y abajo de los embalses. Para el primer análisis se ha empleado la distribución de valores extremos de Gumbel (tipo 1) ajustando los valores de  $Q_c$  y  $Q_{ci}$  en las estaciones de Organyà y de Oliana (embalse de Oliana), y los valores

de  $Q_c$  en la estación de Oliana y en salida del embalse de Rialb. El segundo análisis tiene interés por la importancia de las crecidas como principal factor generador de procesos morfo-sedimentarios. Para ello se han examinado parejas de hidrogramas, registrados aguas arriba y abajo de los embalses de Oliana y de Rialb. Los hidrogramas se han clasificado en dos grupos en función de su efecto potencial sobre la dinámica morfológica y sedimentaria del río. Por un lado, se han seleccionado i) las crecidas ordinarias con caudales superiores al  $Q_5$  en la curva de caudales clasificados y, por otro, ii) se han tomado las crecidas extraordinarias, consideradas aquellas con caudales superiores al caudal *bankfull* y con periodos de retorno superior a 2 años i.e.  $T_x > T_2$  años, donde  $x$  es el período en años). El análisis se ha llevado a cabo a partir de los datos quinceminutales de caudal disponibles en las estaciones de Organyà y Oliana desde 1997, y también desde 2004 a la salida de la presa de Rialb. En el caso de la crecida extraordinaria de noviembre de 1982 tan solo se dispone de datos de caudal con una frecuencia horaria (Puigdefàbregas, 1984).

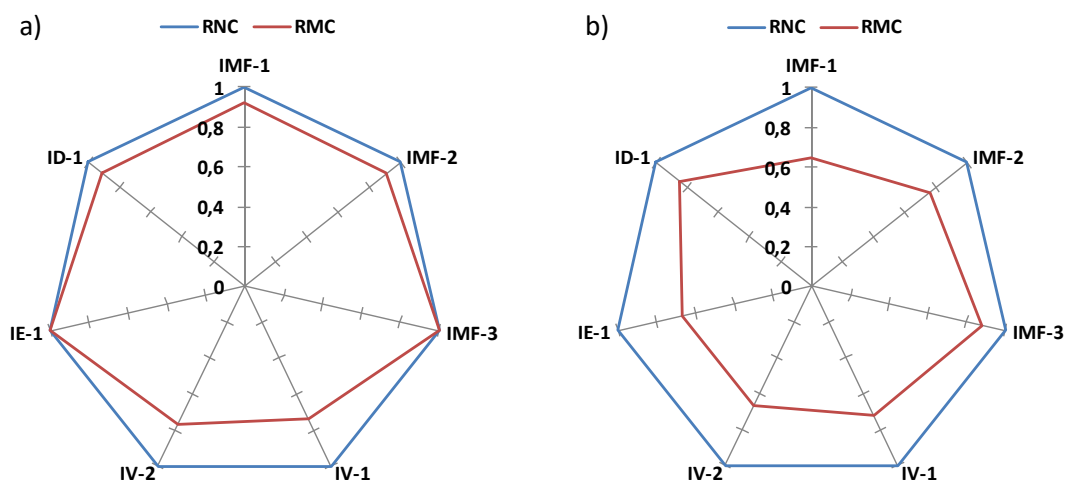


Figura 44. Índices de alteración hidrológica (IAH). Valoración de la alteración de los caudales máximos de crecida correspondientes al análisis de los efectos aguas abajo del embalse de a) Oliana y b) Rialb. Cada índice se identifica con un código. Para más detalles ver la sección 5.4.1.3 y la tabla 28 del artículo. También se observa el estado de alteración global (IAG) mediante la comparación de la superficie definida por el RNC (línea azul) con los índices parciales de alteración hidrológica (línea roja).

### 5.3.2.2 Balance de sedimentos

La retención de sedimentos en diques y presas se utiliza ampliamente como estimación global de la producción de sedimentos de una cuenca (p.ej. Batalla y Vericat, 2011; Díaz et al., 2014; Molina-Navarro et al., 2014). En el caso del río Segre, la retención en los embalses se ha estimado inicialmente a partir de la curva de Brune (1953) (en Oliana y Rialb), y también

comparando las batimetrías disponibles (Oliana). La curva de Brune estima la tasa de retención de un embalse a partir de su capacidad y de la aportación hídrica anual afluyente. La estimación es aplicable al sedimento en suspensión, que es la parte de la carga sólida que habitualmente representa la mayoría del transporte en medios aluviales y que es susceptible (en parte) de franquear la presa. En cambio, la retención de sedimentos derivada de batimetrías representa la totalidad de la carga sedimentaria (material fino en suspensión y grueso como carga de fondo).

El volumen de sedimentos extraídos para áridos de construcción en el tramo medio del Segre y su distribución temporal se ha cuantificado a partir del registro de licencias (agrupadas mediante la base municipal) de la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE, 1973-2009). Para ello se ha considerado que el volumen de concesión coincide con el volumen extraído y que la extracción se ha efectuado el mismo año de la concesión. Con esta información se ha calculado el volumen extraído para todo el período y también para cada uno de los períodos analizados en el estudio morfo-sedimentario, tanto para todo el tramo de estudio como en cada uno de los municipios por los que circula el río.

### 5.3.2.3 Evolución morfológica

El estudio evolutivo del cauce del medio del Segre se ha realizado a partir de las fotografías aéreas históricas, y de ortofotos actuales. La elección de las fotografías aéreas se halla determinada por el número de periodos de análisis y por su disponibilidad. En el caso de que se disponga de más de una serie fotográfica para cada uno de los periodos considerados se ha tenido en cuenta: (a) el régimen de crecidas, (b) la calidad de las fotografías, (c) la tipología (blanco y negro, color) y (d) el formato en el que se pueden adquirir (papel o digital). Una vez seleccionadas las fotografías aéreas (contactos) se han escaneado en alta resolución (600 dpi) para su geo-referenciación y análisis. La geo-referenciación se ha realizado mediante la extensión Georeferencing de ArcMap 9.3<sup>®</sup>. La corrección de las imágenes se ha llevado a cabo utilizando puntos de control (*GCP*) de fácil identificación en las fotografías, extraídos del ortofotomapa del año 2008 (Fuente: *Institut Cartogràfic de Catalunya*) con una resolución de 5 m. El número de *GCP* oscila entre 22 y 87 por fotograma. Para la transformación se han utilizado métodos de transformación no polinomiales del tipo *Spline* y *Adjust*. La calidad de la transformación se ha evaluado mediante el Error Medio Cuadrático (*EMQ*) de los residuales de cada una de las coordenadas de los *GCPs*.

Una vez geo-referenciadas, las imágenes se han utilizado para la identificación visual de unidades morfológicas. Los criterios para la identificación son forma, tamaño, estructura, textura, tonalidad y colores. Una vez identificadas las unidades, se han cartografiado en planta

con el objetivo de delimitarlas, calcular su extensión, y crear una base de datos cartográfica digital y geo-referenciada. La cartografía se ha realizado a partir de una escala de trabajo única (1:5000) para todos los contornos. Cada una de las unidades se ha clasificado de acuerdo con la tipología definida por Campy y Macaire (1989) y teniendo en cuenta los objetivos específicos del trabajo y la calidad de la información de base. La tabla 26 presenta la descripción y nomenclatura de las unidades morfológicas utilizadas durante la identificación e interpretación visual. La cartografía de la morfología fluvial durante diferentes periodos temporales de un mismo tramo permite el análisis de su evolución. Para ello, se parte de la serie fotográfica de 1956 como base para la identificación de unidades morfológicas en un contexto considerado de mínimo impacto. El límite del área cartografiada es la envolvente del área activa del lecho en las fotografías aéreas de ese año. La subsiguiente identificación de las unidades morfológicas para cada periodo se realiza dentro de dichos límites. Tanto la cartografía como el análisis temporal posterior se ha realizado con ArcMap 9.3<sup>®</sup>. La extensión del área cartografiada de las unidades y todos los cálculos que se derivan están influenciados por las condiciones de caudal en el momento de la obtención de las fotografías, pudiendo obtener resultados erróneos al comparar la cartografía de periodos donde el caudal circulante es significativamente diferente. Para identificar si había diferencias significativas se compararon los caudales medios diarios registrados el mismo día del vuelo de la toma de las fotografías aéreas. En todos los casos, las fotografías se obtuvieron en época de aguas bajas, con caudales inferiores al nivel *bankfull* (i.e. entre el 10 y el 32%).

Tabla 26. Tipología y descripción de las unidades morfológicas utilizadas en el proceso de interpretación visual de las fotografías aéreas.

CÓDIGO	NOMENCLATURA	DESCRIPCIÓN
CAB	Cauce de Aguas Bajas	Unidad que delimita el cauce de aguas bajas, el área ocupada por el agua en condiciones de caudal medio.
BCA	Barra Central Activa	Barras (i.e. Depósito sedimentario en condiciones de caudal medio) situadas en el centro del cauce, rodeadas de dos cauces Activas y con presencia de sedimentos y poca vegetación. Se caracterizan por la presencia de materiales móviles durante crecidas frecuentes y de magnitud moderada.
BCV	Barra Central Vegetada	Barras centrales sin actividad sedimentaria, y colonizadas por la vegetación.
BLA	Barra Lateral Activa	Barras actualmente activas situadas en uno de los márgenes del cauce. Tan sólo hay un cauce activo en situación caudal medio. Estas barras pueden pasar a ser centrales en situaciones de crecida.
CA	Cauce Activo	Superficie que queda inundada en caudales de recurrencia frecuentes, pero no extremos. De manera general se puede decir que coincide en el caudal asociado a niveles de cauce lleno (i.e. <i>bankfull</i> ). Superficie que incluye el (los) cauce (es) de aguas bajas y las barras activas.
CUL	Cultivos	Parte del cauce ocupada por cultivos sin modificar su forma básica. Esta perturbación (impacto) reduce el área activa previa a la ocupación.

El área analizada en 1956 se tomó como la superficie total sobre la que se estudió la evolución de las unidades morfológicas del cauce (con una superficie total de 5,7 km<sup>2</sup>). Posteriormente,

los cambios generados por la crecida de 1982 (crecida extraordinaria) obligaron a ampliar el área de análisis hasta una superficie de 7 km<sup>2</sup>. Los cinco periodos de análisis son 1956-1975, 1975-1982, 1982-1992, 1992-1999 y 1999-2008.

#### **5.3.2.4 Modelización hidráulica y análisis de competencia del régimen de caudales**

El objetivo de este bloque metodológico es examinar la dinámica actual del tramo medio del Segre en función de la competencia de las crecidas liberadas desde la presa de Rialb. Debido a la heterogeneidad del tramo se han identificado 4 sub-tramos (de una longitud de 3 km los tres primeros y 1 km el último) correspondientes a distintos patrones morfo-sedimentarios (Figura 42). Los sub-tramos se sitúan entre la toma del Canal d'Urgell y Alòs de Balaguer (Figura 42). En cada uno de estos tramos se ha seleccionado una sección representativa de las características geomorfológicas observadas, y en ella se ha obtenido información de campo (topografía, granulometría, nivel máximo inundado reciente) para modelizar los diferentes caudales de crecida. El muestreo del material superficial consistió en la realización de transectos lineales siguiendo el método de contaje o de Wolman (Wolman, 1954; Church et al., 1987). En cada una de las secciones se midió el eje *b* de un mínimo de 100 partículas (453 en total). Asimismo, en cada sección se tomaron fotografías en planta cercanas al lecho del río (ca. 1 metro) para determinar, de manera complementaria al contaje, la granulometría del material superficial. Estas fotografías se trataron con el software Digital Gravelometer® para modificar su proyección, identificar granos y elaborar las correspondientes distribuciones granulométricas (Graham et al., 2005 y LUEL, 2005). La modelización hidráulica permite obtener los datos necesarios para estimar el inicio de movimiento de las fracciones características de la distribución granulométrica en las secciones de control y determinar así la competencia de los caudales. Adicionalmente, se ha determinado el caudal *bankfull* a partir de un método hidráulico (i.e. cálculo a partir del caudal medio capaz de rellenar el cauce principal en cada tramo de estudio) y su competencia (i.e. extraída a partir de la modelización hidráulica de este caudal). La modelización se ha realizado mediante *HEC-RAS*® V.4.1. (USACE, 2010). Se trata de un programa de cálculo de flujo hidráulico unidimensional en lámina libre. La determinación de los coeficientes de rugosidad se ha realizado a partir de la clasificación del material del lecho y de las características de los márgenes de acuerdo con a las observaciones de campo. La caracterización relativa a las zonas adyacentes al cauce, se ha completado con el mapa de coberturas vegetales y usos del suelo de Cataluña del año 2002 (DMAH, 2004) y con la información visual obtenida de las ortofotos 1:2500 (año 2009). El cálculo de la rugosidad (*n*) del cauce activo se ha realizado siguiendo la aproximación de Manning-Strickler (Manning, 1891; Strickler, 1923):

$$n = 0,015 (D_{50-s})^{1/6} \quad (\text{Ec. 3})$$

donde el  $D_{50-s}$  corresponde al percentil 50 (en metros) de la distribución granulométrica superficial. Los valores de rugosidad asociados a las diferentes coberturas vegetales o usos del suelo se han extraído a partir de tablas de referencia disponibles en manuales de hidráulica (p.ej. Martín-Vide, 2002). El cálculo de los caudales críticos para el inicio de movimiento del material del lecho se ha realizado teniendo en cuenta el efecto de protección superficial (*hiding*). Este fenómeno afecta a las condiciones de inicio de movimiento de las fracciones granulométricas más pequeñas. Estas partículas tienden a un no-movimiento (estabilidad) bajo tensiones de corte teóricas superiores a los valores teóricos de inicio de movimiento (Egiazaroff, 1965). De la misma forma, las partículas con mayor exposición al flujo, de mayor tamaño, pueden ser movilizadas con tensiones inferiores a las teóricas de inicio de movimiento. Los cálculos de la competencia del flujo se han realizado a partir de las siguientes ecuaciones:

$$\tau = d \cdot g \cdot S \cdot \rho \quad (\text{Ec. 4})$$

$$\tau_{c-Di} = [\tau^* \cdot g \cdot D_i \cdot (\rho_s - \rho)] \cdot \varepsilon_i \quad (\text{Ec. 5})$$

$$\varepsilon_i = 0,4 \cdot (D_i/D_u)^{-0,5} + 0,6 \quad (\text{Ec. 6})$$

$$D_u = 1,6 \cdot D_{50-s} (D_{84-s}/D_{16-s})^{-0,28} \quad (\text{Ec. 7})$$

donde  $D_i$  es el diámetro de la partícula (m) del percentil y correspondiente de la distribución granulométrica superficial;  $D_u$  es un factor de dispersión granulométrica que determina la rugosidad del cauce (White and Day, 1982),  $d$  es la profundidad del agua (en m),  $\rho$  es la densidad del agua ( $1000 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $\rho_s$  es la densidad específica del sedimento ( $2650 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $g$  es la constante gravitacional ( $9,81 \text{ m s}^{-2}$ ),  $S$  es la pendiente ( $\text{m m}^{-1}$ ),  $\varepsilon_{i-s}$  la función de protección atribuida a una partícula  $D_i$ , y  $D_{16-s}$ ,  $D_{50-s}$ ,  $D_{84-s}$  son los percentiles respectivos (m) de la distribución granulométrica superficial,  $\tau$  es la tensión que ejerce el agua ( $\text{N m}^{-2}$ ),  $\tau_{c-Di}$  es la tensión de corte crítica ( $\text{N m}^{-2}$ ) para la movilización de una partícula de material superficial de tamaño  $D_i$ , y  $\tau^*$  es la tensión crítica adimensional de Shields (0,045) cuando  $D_i$  del material superficial es  $D_{50-s}$  y el resto de tamaños se mueven en un estrecho rango de  $\tau^*$  (según Church, 2006). El valor de  $\varepsilon_{i-s}$  se utiliza como multiplicador de la tensión crítica de inicio de movimiento, lo que reduce o incrementa el valor teórico crítico a un valor considerado como efectivo según Sutherland (1992).

Cuando el material del lecho está expuesto a caudales no competentes para la movilización de todas las fracciones que lo componen, el material superficial aumenta progresivamente de tamaño debido a este transporte selectivo y, consecuentemente, se incrementa la diferencia

respecto al material subyacente. Esta hipótesis se puede verificar mediante el índice de acorazamiento ( $I_a$ ), calculado como el cociente entre el  $D_{50-s}$  y el  $D_{50-ss}$  (Bunte y Abt, 2001). El coeficiente de acorazamiento presenta valores próximos a 1 en ríos donde no existe una diferencia substancial entre los materiales superficiales y subsuperficiales. En cambio, en ríos o periodos en los que los caudales no son competentes para transportar todas las fracciones del lecho, la movilización es de tipo selectivo (i.e. movilización frecuente de las más pequeñas y largos tiempos de residencia de las más gruesas), hecho que provoca un desequilibrio progresivo entre el suministro de sedimentos y la capacidad de transporte del flujo; en estos cauces el acorazamiento es más elevado y, normalmente, se sitúa en valores de  $I_a > 2$  (Bunte y Abt, 2001).

#### 5.3.2.5 Análisis estadístico: integración de resultados

El objetivo del análisis estadístico es examinar cuál es el peso de cada una de las alteraciones descritas en los bloques relacionados con el análisis de impacto y de sensibilidad (bloques 1,2 y 3). Para ello se ha efectuado un análisis multivariante mediante el paquete informático Statistica 7.0<sup>®</sup>. La regresión lineal múltiple permite analizar la relación entre una variable dependiente y un conjunto de variables independientes (i.e. el peso de cada variable en el conjunto de la relación). En este estudio se han hecho diferente análisis tomado como variables dependientes los parámetros morfológicos del cauce identificados en la tabla 26 (i.e. superficie de aguas bajas, superficie del cauce activo, superficie de barras activas de todo el tramo). Las variables independientes seleccionadas han sido: i) el  $Q_{ci}$  máximo de cada intervalo analizado como parámetro hidrológico, ii) la extracción media anual de áridos como parámetro morfo-sedimentario, y iii) la retención anual media de sedimentos en los embalses para cada periodo también como parámetro morfo-sedimentario. El  $Q_{ci}$  máximo de cada intervalo entre el 1956 y el 1999 corresponde a la estación de Oliana, mientras que, para el periodo 1999-2008, se han utilizado los datos de caudal de salida de la presa de Rialb debido a la disponibilidad de datos en una nueva estación de medida ubicada en dicha presa.

Los bajos valores de correlación entre las variables independientes indican que no están directamente relacionadas entre sí. Para ajustar la ecuación que define la relación entre variables se ha adoptado el análisis *stepwise* (paso a paso), mientras que para la eliminación inversa de los predictores continuos ha sido aplicado el método de *backward elimination*. La tolerancia para la matriz inversa es de  $F > 5$ , valor que determina el grado de significación de una variable en el conjunto de la regresión. El umbral de aceptación de dicho nivel de significación (i.e. valor  $p$ ) se sitúa en 0,05. A partir de este análisis estadístico se obtienen los coeficientes  $\beta$  (coeficientes de regresión parcial estandarizados) y los coeficientes no estandarizados  $B$  (entre otros). Los coeficientes  $\beta$  definen la ecuación de regresión cuando ésta se obtiene tras



estandarizar las variables originales, es decir, tras convertir las puntuaciones directas en típicas. Este proceso permite comparar los coeficientes  $\beta$  entre sí; estos coeficientes indican la cantidad de cambio que se producirá en la variable dependiente por cada cambio de una unidad en la correspondiente variable independiente (manteniendo constantes el resto de variables independientes). Dichos coeficientes proporcionan una idea fiable sobre la importancia relativa de cada variable independiente en la ecuación de regresión. En general, una variable tiene tanto más peso (importancia) en la ecuación de regresión cuanto mayor (en valor absoluto) es su coeficiente de regresión estandarizado. Los coeficientes de regresión no estandarizados (o coeficientes  $B$ ) representan la contribución de cada variable independiente en la predicción de la variable dependiente. Sin embargo, sus valores pueden no ser comparables entre las variables, ya que dependen de las unidades de medida o rangos de las variables respectivas.

## 5.4 RESULTADOS

### 5.4.1 HIDROLOGÍA

#### 5.4.1.1 Régimen natural

Respecto al *RNC*, la estación de aforos de Organyà (único punto de control libre de regulación en el conjunto del tramo) presenta una aportación media anual es de 879 hm<sup>3</sup>, una variabilidad interanual moderada (i.e.  $\sigma=246$  hm<sup>3</sup>,  $n_a=51$ , donde  $\sigma$  es la desviación estándar y  $n_a$  el número de años disponibles) a lo largo de la serie estudiada (1950-2005) y una notable diferencia entre el valor máximo y mínimo de la serie (1417 hm<sup>3</sup> y 418 hm<sup>3</sup>, respectivamente). La aportación hídrica aumenta a medida que nos desplazamos aguas abajo, llegando a los 982 hm<sup>3</sup> en Ponts (i.e. estación de Ponts, Figura 42). Este aumento está atribuido sobre todo a las aportaciones laterales de la Ribera Salada y el río Rialb. En Ponts (aguas arriba del tramo de estudio) el caudal medio es de 27,8 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> ( $\sigma=7,6$  m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>,  $n_a=51$ ), equivalente a un caudal específico de 8,4 l s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup>, a una escorrentía anual de 265 mm y a un coeficiente de escorrentía de 0,46. La variabilidad de los caudales medios diarios, considerada como el cociente entre la diferencia del percentil 10 y 90 del caudal (i.e.  $Q_{90}$  y  $Q_{10}$ , respectivamente) y la mediana (i.e.  $Q_{50}$ ), presenta un valor de 2,7. Este valor aumenta a medida que la amplitud del régimen diario de caudales se incrementa y/o cuando la frecuencia de los periodos de caudales bajos aumenta (característica propia del régimen hidrológico mediterráneo, Alcázar y Palau, 2010).

El régimen natural de caudales (*RNC*) en Organyà presenta un doble pico, uno entre mayo y junio, debido a la combinación del deshielo y las lluvias de primavera, y otro menor en noviembre. Las crecidas de primavera duran una media de 10 días, pudiéndose prolongarse hasta seis semanas. En otoño las crecidas son de menor duración y magnitud, aunque los

mayores eventos hidrológicos del siglo XX se produjeron precisamente durante esta estación (i.e. octubre de 1907, octubre de 1937 y noviembre de 1982). Por su parte, el río no tiene estiajes debido a las altas aportaciones hídricas de origen pirenaico que moderan la influencia mediterránea en la cuenca.

#### 5.4.1.2 Alteración del régimen hidrológico

Los embalses de Oliana y Rialb (Figura 42) regulan el caudal del Segre, alterando su *RNC*. El análisis del *RMC<sub>Hb</sub>* indica que el embalse de Oliana, a pesar del bajo *IR* (0,1 i.e. el embalse tiene un 10% de capacidad de regulación de la aportación media anual), produce alteraciones en la estacionalidad, en la variabilidad mensual de las aportaciones y en la variabilidad de los caudales diarios durante la temporada de riego (i.e. de abril a septiembre). El abastecimiento del Canal d'Urgell (Figura 42) condiciona el almacenamiento de agua con la llegada del deshielo, agua que no es liberada hasta finales de verano (i.e. agosto y septiembre). Esta gestión de los caudales tiene como resultado que la diferencia entre la aportación mensual máxima y mínima se haya reducido un 23% y que la variabilidad de los caudales diarios haya disminuido un 11% (Tabla 27). El incremento de la frecuencia de los caudales diarios similares al  $Q_{50}$  aumenta la homogenización de valores de la serie. Aguas abajo del embalse de Rialb ( $IR = 0,5$ ), la magnitud, la variabilidad mensual, la estacionalidad y la variabilidad diaria de las aportaciones también se ven afectadas por la gestión del embalse. La demanda asociada al riego, la situación climática del año en curso y las reservas del año anterior marcan el patrón del régimen de caudales salientes o liberados. De octubre a mayo, el embalse retiene hasta un volumen medio de 125 hm<sup>3</sup> de agua de los caudales entrantes. Durante los meses con mayor aportación, abril y mayo, el embalse llega a retener hasta 82 hm<sup>3</sup>, un 30% de la esorrentía entrante. En junio, las demandas de riego y el menor caudal propician la liberación de recursos hasta finales de septiembre. Durante esta segunda fase el caudal medio de salida es muy superior al esperado en régimen natural, sobre todo a partir de julio y agosto (i.e. 66 y 48%, respectivamente). Todo ello, suaviza la magnitud de las crecidas de primavera y la severidad del estiaje, atenuando la variabilidad mensual de las aportaciones (i.e. diferencia entre los mínimos y máximos mensuales) de 150 hm<sup>3</sup> a 110 hm<sup>3</sup> (Tabla 27). La estacionalidad media de la serie de caudales máximos se produce en mayo y no varía entre el *RNC* y el *RMC*. En cambio, debido a las demandas de la actividad agrícola la estacionalidad media de mínimos se retrasa de agosto a septiembre y de septiembre a octubre a su paso por el embalse de Oliana y de Rialb, respectivamente (Tabla 27). La variabilidad de los caudales diarios disminuye aguas abajo del embalse a casi la mitad (i.e. 3,2 a 1,8; Tabla 27) debido a i) la homogenización de la frecuencia de caudales salientes entre 1 y 40 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, ii) la eliminación de caudales superiores a los 200 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>

<sup>1</sup> (i.e. 4 casos con un máximo de  $407 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) y iii) la reducción a la mitad de los caudales entre 100 y  $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (i.e. de 35 a 19 casos). Se trata pues de una alteración importante de la variabilidad mensual y diaria, que se incrementa en períodos de intensa sequía (i.e. de 2004 a mediados de 2007) durante los cuales la presa libera reservas que recupera en años húmedos posteriores, por ejemplo, entre mediados de 2007 y 2008.

Tabla 27. Caracterización de la magnitud, de la variabilidad mensual y diaria y de la estacionalidad del régimen natural y modificado de caudales habituales (i.e.  $RNC$  y  $RMCHb$ ) aguas arriba y abajo del embalse de Oliana y la presa de Rialb entre los años 1958–2005 y 2000-2014, respectivamente.

VALORES	VARIABLE	1958-2005		2000-2014	
		Organyà ( $RNC$ )	Oliana ( $RMCHb$ )	Oliana ( $RNC$ )	Rialb ( $RMCHb$ )
	Magnitud ( $\text{hm}^3$ )	909	964	889	938
Anuales y mensuales	Variabilidad mensual ( $\text{hm}^3$ )	127	98	150	110
	Estacionalidad (mes de máxima - mínima)	Mayo-Agosto	Mayo-Setiembre	Mayo-Setiembre	Mayo-October
Diarios	Variabilidad	2,75	2,4	3,2	1,8

#### 5.4.1.3 Alteración de las crecidas

Para el análisis del régimen modificado de caudales máximos ( $RMCCd$ ) utilizamos como valores de referencia i) la media del caudal máximo anual ( $\overline{Q_C}$ ), ii) el caudal *bankfull* ( $Q_{Bank}$ ) calculado tal y como se indica a la metodología y, iii) el caudal medio de las crecidas habituales ( $Q_5$ ) de la sección de control situado aguas arriba del punto de impacto. La influencia del embalse de Oliana se estudia a partir a dos series de 40 años de datos completos y temporalmente coincidentes (desde 1958 hasta 2005) entre las estaciones de Organyà y Oliana (Figura 42). Para este período los caudales  $Q_C$ ,  $Q_{Bank}$  y  $Q_5$  de la estación de Organyà son de  $161 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (equivalente a un  $Q_{Esp} = 59,6 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ),  $168 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  ( $62,2 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ) y  $75,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  ( $27,8 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ) respectivamente. Los resultados de los Índices de Alteración Hidrológica ( $IAH$ ; ver Tabla 28) muestran un estado *Bajo* de alteración de la magnitud y frecuencia ( $IMF$ ), de la estacionalidad ( $IE$ ) y de la duración ( $ID$ ) de las crecidas. El estado de modificación de la variabilidad interanual ( $IV$ ) de las crecidas máximas diarias y las habituales es *Moderado*. El  $Q_C$  y el  $Q_{Bank}$  medio presentan un incremento del 8,5% y del 20% respectivamente entre los dos puntos de control, mientras que la magnitud de las  $Q_5$  no ha experimentado ningún cambio. El citado incremento es sorprendente; una posible explicación radica en el estado de llenado del embalse cuando llega una crecida determinada. Cuando el vaso del embalse está lleno y hay indicios de la llegada de una crecida, la presa empieza a desembalsar caudales superiores a los entrantes. La modificación de los caudales de crecida ha comportado a su vez una mayor alteración de la variabilidad interanual de los  $\overline{Q_C}$  y de los ( $Q_5$ ), produciendo un incremento en los índices respectivos del 35% y del 30%. Los índices de variabilidad se muestran como un indicador interesante para caracterizar

este tipo de cambios. En el caso de Rialb se ha trabajado con la estación de aforos de Oliana y los datos de la salida del embalse de Rialb (Figura 42), con dos series de 11 años de datos completos y temporalmente coincidentes (2000-2014). Son distintos los índices que determinan el IAH. El índice de alteración de las crecidas máximas anuales y el índice del caudal *bankfull* ( $IMF_{Cm}$  y  $IMF_{Bank}$ , respectivamente) indican un estado de alteración *Moderado* (Tabla 28). El análisis del impacto sobre la variabilidad de las crecidas máximas diarias anuales y de las crecidas habituales ( $IV_{Cm}$  y  $IV_{Ch}$ , respectivamente) determina un estado *Moderado* de alteración (Tabla 28). El IR (0,5) del embalse de Rialb, la reciente puesta en marcha (1998-99) y el efecto de una importante acequia durante varios años ha incrementado la capacidad de alteración del RNC por parte de la presa. Como ya se indica en la tabla 28, la variabilidad de las crecidas habituales y su estacionalidad son los aspectos más afectados por la regulación del embalse de Rialb, que en el caso de la variabilidad es debido a caudales más homogéneos y de menor rango medio ( $R_m$ ) anual (p.ej. Oliana:  $R_m = 333 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ,  $\sigma=42$ ; Rialb:  $R_m = 128 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ,  $\sigma=24$ ). La magnitud de los  $Q_c$  se redujo una media del 35%, implicando una disminución del caudal *bankfull* al depender del  $Q_c$  (ver ecuación 1).

Para completar el análisis del  $RMC_{Cd}$  se analizó la magnitud (i.e. pico de caudal) de las crecidas de 50 años de período de retorno ( $T_{50}$ ) aguas arriba y abajo de los embalses y se caracterizaron diversos hidrogramas de crecida entre 1982 y 2010. El ajuste para 50 años de los caudales máximos instantáneos ( $Q_{ci}$ ) aguas abajo de Oliana indica una reducción del 10%; en cambio, el ajuste con los  $Q_c$  no indica ninguna alteración significativa. Por lo contrario, Rialb causa una importante alteración de la magnitud y de la frecuencia de los caudales anuales máximos (i.e. de crecida), reduciendo de media un 41% la magnitud de los caudales estimados para un mismo periodo de retorno.

Tabla 28. Índices de Magnitud y Frecuencia ( $IMF$ ), de Variabilidad ( $IV$ ), de Estacionalidad ( $IE$ ) y de Duración ( $ID$ ) correspondientes al embalse de Oliana (1958 a 2005) y al embalse de Rialb (2000-2009). Determinación del estado hidrológico correspondiente a cada índice de alteración para el embalse de Oliana y el embalse de Rialb. Todo el conjunto conforma los Índices de Alteración Hidrológica.

CÓDIGO	ÍNDICE	VALOR		ESTADO DE ALTERACIÓN	
		Oliana	Rialb	Oliana	Rialb
$IMF_{Cm}$	Índ. Crecidas Máx. <sup>1</sup>	0,92 <sup>1</sup>	0,65	Bajo	Moderado
$IMF_{Bank}$	Índ. Caudal <i>bankful</i> <sup>1</sup>	0,91 <sup>1</sup>	0,76	Bajo	Moderado
$IMF_{Ch}$	Índ. Crecidas Habituales	1,00	0,88	Bajo	Bajo
$IV_{Cm}$	Índ. Variabilidad Crecidas Máx. diarias anuales <sup>1</sup>	0,74 <sup>1</sup>	0,72	Moderado	Moderado
$IV_{Ch}$	Índ. Variabilidad Crecidas Habituales <sup>1</sup>	0,77 <sup>1</sup>	0,67	Moderado	Moderado
$IE_{Cd}$	Índ. Estacionalidad Crecidas	1,00	0,67	Bajo	Moderado
$ID_{Cd}$	Índ. Duración Crecidas <sup>1</sup>	0,91 <sup>1</sup>	0,85 <sup>1</sup>	Bajo	Bajo

<sup>1</sup> Cuando el índice obtiene un valor mayor que 1 (i.e. la magnitud es superior aguas abajo que aguas arriba), se sustituye el valor calculado por su inverso debido al requerimiento para el cálculo del IAG donde es necesario que los índices parciales (i.e. IAH) sean menores que 1.

La representació de la valoració del estat de alteració global (*IAG*) se mostra en les figures 44a i 44b (ver secció metodològica per més detalls). En elles se recogen els canvis en els caudals de crecida. La alteració resultant de Oliana és *baja* ( $IAG=0,66$ ) amb tendència a *moderada* segons la classificació adoptada. En el cas de Rialb la alteració és *moderada* ( $IAG=0,46$ ). En comparació amb Oliana i tenint en compte la major capacitat de regulació d'aquesta presa la qualificació sembla raonable. No obstant, cal recordar que l'avaluació del impacte d'aquest embalse s'ha realitzat amb una sèrie de dades d'onze anys, fet que podria portar a una certa distorsió en l'índex obtingut.

La segona fase de l'anàlisi inclou la caracterització de 17 hidrogrames de crecida (i.e. 10 d'ordinàries i 7 d'extraordinàries). Les figures 45 i 46 mostren dos exemples representatius. Aquestes crecides presenten repetidament un patró d'alteració de la forma dels hidrogrames salients de cada embalse respecte dels entrants en funció de la capacitat i el ple de la vas en cada moment, així com de les necessitats operatives de les preses. L'embalse d'Oliana és relativament petit ( $IR = 0,1$ ), el que altera poc els caudals extraordinaris, però sí els ordinaris, sobretot a l'otoño i al principi de la primavera quan es troba més buit. Aquesta situació implica una laminació parcial i fins i tot total de l'esdeveniment ordinari (Figura 45). En temps de desgel, si el vas està gairebé ple es produeix un tercer patró basat en el retard de la crecida i l'eliminació de les fluctuacions entre el dia i la nit típiques d'un règim pluvio-nival (Figura 46). Amb la campanya de reg, a mitjans de primavera i principi de l'estiu, s'intenta retenir la màxima quantitat de recursos possibles, originant caudals molt modestos a baixes amb fluctuacions contínues (i.e. dents de serra) per donar resposta a les demandes hídrics dels canals. La inauguració en 1999 de la presa de Rialb implica una gestió dels embalses en sèrie, fet que accentua el patró de modificació de caudals ja descrit (Figura 45 i 46).

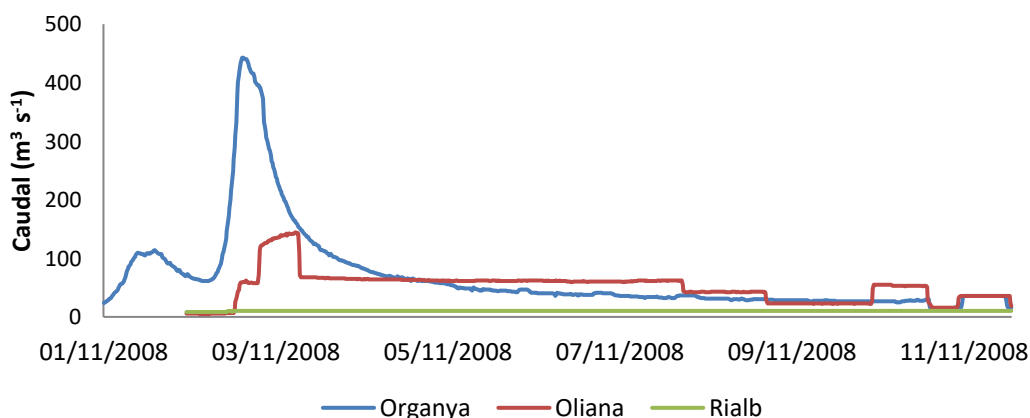


Figura 45. Crecida extraordinària registrada en les estacions de afora d'Organyà (línia blava) i de Oliana (línia vermella) i en la sortida de l'embalse de Rialb (línia verda) durant novembre de 2008.

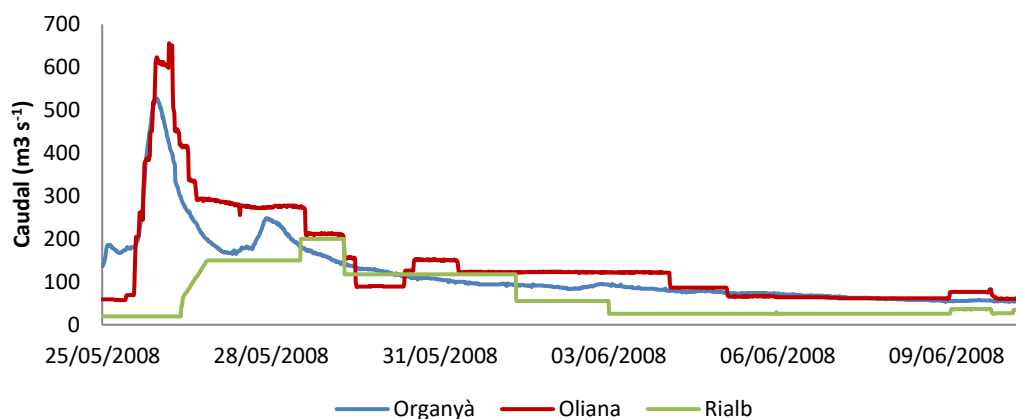


Figura 46. Crecida extraordinaria registrada en las estaciones de aforo de Organyà (línea azul) y de Oliana (línea roja) y en la salida del embalse de Rialb (línea verde) durante mayo y junio de 2008. El embalse de Oliana se encuentra casi lleno y desembalsa agua para reducir el riesgo de sobrepasar el nivel máximo de almacenamiento. Esta situación conlleva un incremento del caudal natural máximo observado en Organyà.

## 5.4.2 ALTERACIÓN MORFO-SEDIMENTARIA

### 5.4.2.1 Sedimentación en embalses

La capacidad de retención media de sedimentos en el embalse de Oliana estimada a partir de la curva Brune (1953) es del 87% (sobre una aportación hídrica media anual de 879 hm<sup>3</sup> y una capacidad de almacenamiento inicial de 101 hm<sup>3</sup>); si se utilizan los extremos de la curva (i.e. según el autor correspondería a sedimentos en suspensión más gruesos y más finos, donde el primero se encuentra altamente floculado y el segundo contiene una alta dispersión coloidal), la capacidad de retención oscilaría entre el 95 y el 80%. En el caso del embalse de Rialb (403 hm<sup>3</sup>) entre el 92 y el 99% de la carga transportada en suspensión es retenida por el embalse. El error medio del método al no considerar que no siempre el embalse esté lleno oscila entre el 2 y el 4% en el caso del embalse de Oliana.

La tabla 29 muestra valores de aterramiento del embalse de Oliana entre 1985 y 2007 (datos del Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas extraídos de Batalla y Vericat, 2011). Los resultados muestran una reducción del 22% entre ambos años lo que equivale a 23 hm<sup>3</sup> de sedimentos; a partir de Brune estimamos que alrededor de un 13% de sedimentos finos escapan de esta la presa, y con ello la carga sólida anual del Segre aguas abajo sería de ca. 460 000 m<sup>3</sup>. A partir del rango de densidades de los sedimentos retenidos en diferentes embalses de la cuenca del río Ebro (1,1 Mg m<sup>-3</sup> y 1,56 Mg m<sup>-3</sup>; para más información ver Batalla y Vericat, 2011), y de la pérdida anual de almacenamiento estimada para Oliana, se calcula que llegarían cada año entre 510 000 y 720 000 Mg de sedimentos al embalse de Rialb desde aguas arriba, con lo que la transferencia teórica aguas abajo (i.e. al tramo de estudio) oscilaría entre 65 000 y 93 000 Mg

anualmente (según la capacidad de retención de Rialb y sin considerar las aportaciones de tributarios que son relativamente mínimas). No se dispone de datos batimétricos del embalse de Rialb que permitan corroborar estas estimaciones.

Tabla 29. Cambios en la capacidad de almacenamiento del embalse de Oliana desde su construcción; pérdida de capacidad y retención de sedimentos.

PERIODO	DATOS BATIMÉTRICOS	
1958	Volumen inicial (hm <sup>3</sup> )	101,1
	Volumen final (hm <sup>3</sup> )	85,8
1958-1985	Pérdida capacidad (%)	16,0
	Acumulación anual (hm <sup>3</sup> )	0,57
1985-2007	Volumen final (hm <sup>3</sup> )	78,4
	Pérdida capacidad (%)	8,0
1985-2007	Acumulación anual (hm <sup>3</sup> )	0,34
	Volumen final (hm <sup>3</sup> )	78,4
1958-2007	Pérdida capacidad (%)	22,0
	Acumulación anual (hm <sup>3</sup> )	0,46

#### 5.4.2.2 Extracción de áridos

Según los datos disponibles y teniendo en cuenta las consideraciones indicadas en el apartado metodológico, durante el período 1973-2009 se calcula que se han extraído más de 2,5 millones de m<sup>3</sup> de sedimentos desde aguas abajo del embalse de Oliana a Alòs de Balaguer. Este valor equivale al 33% del material extraído en todo el Segre, y corresponde a una extracción media de 72.600 Mg anuales. Las extracciones producidas aguas arriba del embalse de Rialb después de su construcción no se han incluido en el análisis morfo-sedimentario del tramo de estudio al no influir de manera directa en el estado geomorfológico del río aguas abajo. Tal y como muestra la figura 47, las extracciones aguas abajo del embalse de Rialb se concentraron en la zona del tramo #2. El material extraído corresponde normalmente a fracciones granulométricas gruesas (gravas y cantos) que son transportadas como carga de fondo y determinan la morfología del cauce (Church, 2006). La proporción de la carga de fondo sobre la carga total varía a lo largo del tiempo en relación con la magnitud de las crecidas y la disponibilidad y suministro de sedimentos desde aguas arriba. De la misma forma, el estado morfo-sedimentario del cauce también condiciona la disponibilidad de materiales gruesos (i.e. acorazamiento). Según Vericat y Batalla (2010), en el caso de la Ribera Salada (principal afluente de la intercuenca Oliana-Rialb, Figura 42), la proporción de la carga de fondo sobre el total de la aportación sedimentaria anual es del 4% (i.e. años hidrológicos medios). Aplicando este valor a la sedimentación en el embalse de Oliana se estima que la retención de material grueso sería de 18.400 m<sup>3</sup>; la comparación de este valor con el volumen extraído indica que la actividad extractiva representa el 395% de la producción media anual de material grueso de la cuenca.

Pese a la incertidumbre asociada a los cálculos, los resultados indican que la minería de áridos habría excedido de manera muy notable la aportación sedimentaria media anual de la cuenca, contribuyendo de esta manera al déficit estructural de sedimentos de la cuenca por parte de las dos grandes presas.

La figura 48 muestra que la mayoría de las extracciones de áridos se ejecutaron tras la crecida de 1982 (i.e. el período 1983-2008 concentra el 80% del total de las extracciones). En el período 1993-1999 se extrajo el 48% del total del volumen (i.e. más de 1,2 millones de m<sup>3</sup>), siendo el periodo en el que se extrae la máxima cantidad del total del material extraído. Tal y como se muestra en el estudio morfológico (sección 5.4.3), la riada de 1982 generó una alta movilidad, lo que aumentó considerablemente la superficie activa del cauce reduciendo la extensión de la vegetación de ribera que ya estabilizaba unidades morfo-sedimentarias identificadas en 1956 (año de referencia). La principal consecuencia de esta reactivación fluvial momentánea fue el aumento de la superficie expuesta (libre de vegetación) ofreciendo materiales más atractivos desde el punto de vista extractivo y comercial; aun así, conviene tener en cuenta que las extracciones se realizaron en un tramo de río que ya experimentaba los efectos del desequilibrio sedimentario inducidos por el cierre del embalse de Oliana en 1959.

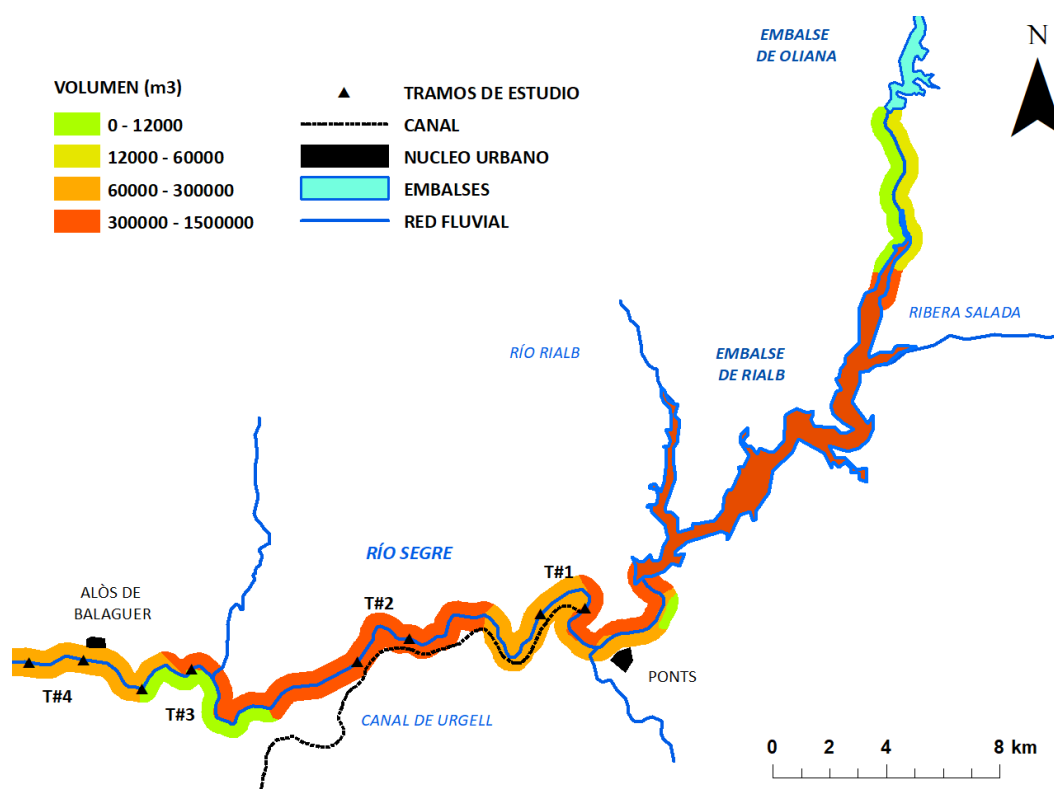


Figura 47. Volumen total de áridos extraídos en el río Segre desde Oliana a Alòs de Balaguer para el período 1973-2009. Los volúmenes han sido clasificados a escala municipal. La cuantificación se ha hecho a partir del registro de licencias de la Confederación Hidrográfica del Ebro, donde se especifica el año de la concesión, el volumen y la localización (municipio).



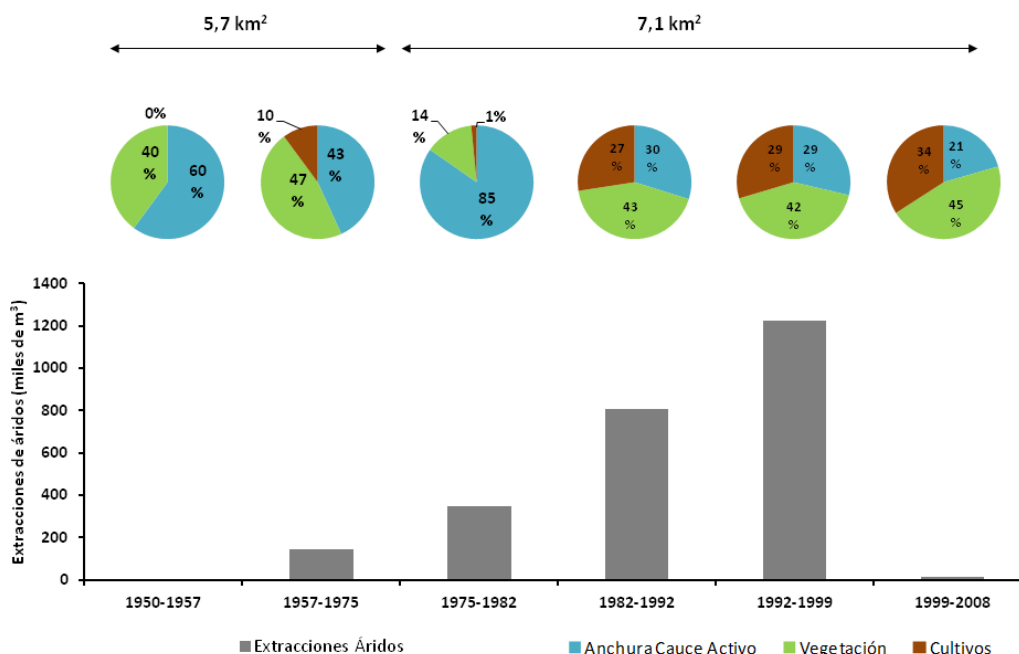


Figura 48. Evolución cronológica de la anchura del cauce activo y de la superficie vegetada (vegetación de ribera y barras centrales vegetadas) y de cultivo en relación a las extracciones de áridos en el tramo medio del Segre entre los años 1956 y el 2008. La extensión del área de análisis pasa de 5,7 km<sup>2</sup> a 7,1 km<sup>2</sup> después de la crecida del noviembre de 1982. La magnitud del caudal máximo instantáneo anual indica la competencia de los caudales entre cada intervalo de estudio.

### 5.4.3 EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA

La cartografía de las diferentes formas fluviales permite comparar su evolución de manera cuantitativa (Tabla 30). La figura 49 muestra un ejemplo de cambio en un tramo ubicado 32,5 km aguas abajo de la presa de Rialb. La evolución de este sector ilustra la dinámica observada en el conjunto del área de estudio.

Tabla 30. Evolución temporal de la extensión superficial de las unidades sedimentarias y morfológicas del tramo medio del Segre entre los años 1956 y 2008.

CODIGO	DENOMINACIÓN	EXTENSIÓN EN PLANTA (km <sup>2</sup> )					
		1956	1975	1982	1992	1999	2008
CAB	Cauce de Aguas Bajas	1,02	1,52	1,82	1,46	1,34	1,21
BCA	Barra Central Activa	0,14	0,05	0,19	0,02	0,01	0,01
BCV	Barra Central Vegetada	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06
BLA	Barra Lateral Activa	2,26	0,91	4,04 <sup>1</sup>	0,64	0,71	0,26
CA	Cauce Activo	3,41	2,48	6,05	2,12	2,06	1,48
CUL	Cultivos	0,00	0,58	0,11	1,95	2,12	2,45
IDF=CA/AB	Índice de dinámica fluvial <sup>2</sup>	3,36	1,63	3,32	1,46	1,54	1,22

<sup>1</sup> Incluye todo el cauce activo más la zona afectada por la deposición de sedimentos movilizados durante la crecida del noviembre del 1982.

<sup>2</sup> Estos índices podrían estar influenciados por las condiciones de caudal en el momento que se adquirió la fotografía aunque las tendencias se mantendrían.

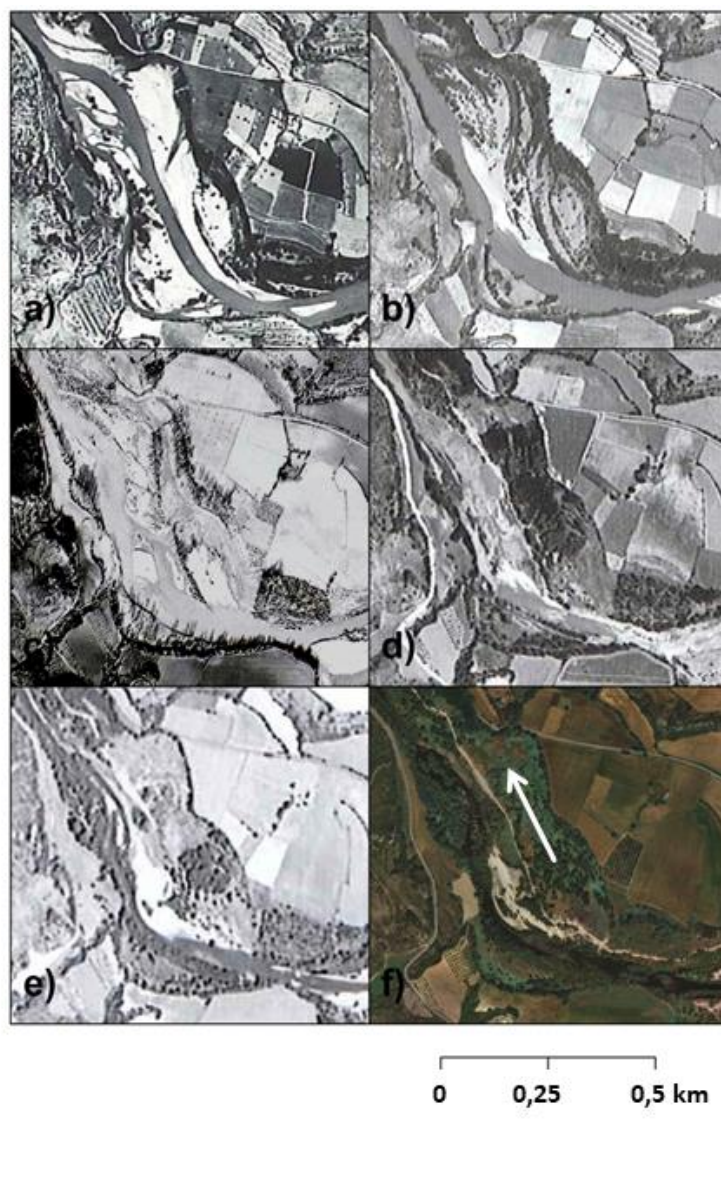


Figura 49. Evolución morfológica entre los años 1956 y 2008 de un tramo representativo del río Segre situado a 800 metros aguas arriba de la población de Alòs de Balaguer (Figura 42). En (a) 1956 se parte de una situación de inestabilidad en la que los depósitos sedimentarios son activos. En el año 1975 (b) hay una reducción de las unidades sedimentarias activas. Con la riada del noviembre de 1982 (c) se genera una nueva situación morfo-sedimentaria (i.e. reinicio) con muchos cambios en el patrón y la forma del cauce, al igual que en el número y extensión de las unidades morfológicas activas (ver Tabla 30). Las imágenes del (d) 1992, (e) 1999 y (f) 2008 muestran la desaparición progresiva de la mayoría de las unidades sedimentarias activas y una continua contracción del cauce producido por el aumento de la regulación del régimen de crecidas, así como la extracción de sedimentos. La dirección del flujo es SE-NO.

En 1956 los depósitos sedimentarios de todo el tramo se muestran muy activos y con una mínima presencia de vegetación, hecho que muestra que la dinámica fluvial es notable. La actividad sedimentaria era frecuente, lo que limitaba la presencia de vegetación en las barras. Los depósitos sedimentarios activos se habían reducido notablemente en 1975 mientras que la presencia de la vegetación había aumentado considerablemente. La crecida de noviembre de 1982, la segunda más importante de todo el siglo XX, regeneró el sistema debido a su elevada

competencia. La magnitud de este evento provocó cambios notables en el patrón de drenaje y la forma del cauce, al igual que en el número y la extensión de las unidades activas (Figuras 48 y 49). De la misma forma, se observa una clara reducción de la vegetación de ribera. Posteriormente, el cauce tendió de nuevo a la estabilización, hecho que favoreció su ocupación por vegetación en zonas que hasta hacia poco habían sido activas. Se observa también un incremento de las superficies de cultivos en áreas cercanas al río anteriormente inundables (Figura 48). En este periodo (1982-1992) la superficie ocupada por la vegetación en el cauce activo se triplica (de 1 a 3 km<sup>2</sup>). En la década de 1990 se observa un repunte de la actividad geomorfológica como consecuencia de crecidas de cierta magnitud (hasta  $T_{10}$ ) entre 1994 y 1996. Esta actividad se traduce en un nuevo incremento de las barras activas (10%) y una cierta reducción de la vegetación (i.e. hasta un 5% según el tramo). Esto favorece de nuevo el incremento de las actividades extractivas (más disponibilidad sedimentos) a finales de los años noventa.

La relación entre la superficie del cauce activo (definido como sección fluvial formada por las unidades sedimentarias activas más el cauce de aguas bajas y que es capaz de drenar avenidas ordinarias) y del cauce de aguas bajas (parte del cauce que ocupan los caudales de base), permite determinar el grado de libertad que el río dispone para modificar su curso en períodos de elevada competencia. El cociente entre ambos, expresado de forma adimensional (Tabla 30), indica la movilidad potencial del cauce en cada momento histórico. Este cociente o Índice de Dinámica Fluvial (*IDF*) será cercano a 1 cuando el cauce de aguas bajas ocupa la mayor parte de la zona activa; mientras que los valores  $>1$  corresponden a tramos en los que el río cambia de patrón de drenaje con cierta frecuencia (i.e. más movilidad potencial). La movilidad observada en 1956 muestra que 1/3 de la superficie activa estaba ocupada por el cauce de aguas bajas (*IDF* = 3,4). La estabilización morfo-sedimentaria posterior (atribuida a una menor disponibilidad de sedimentos y a la reducción de energía disponible para el transporte por el efecto del embalse de Oliana) generó una reducción del *IDF* a valores próximos a 1 (i.e. prácticamente la totalidad de la superficie activa está ocupada por el cauce de aguas bajas) y, con ello, los caudales liberados por la presa activan tan sólo una superficie mínima del cauce. Así, en esta situación la mayoría de los procesos de erosión y transporte ocurren en el propio cauce de aguas bajas. Por el contrario, en situaciones extremas como la crecida de 1982 el caudal inunda de nuevo toda el área activa descrita en la situación de referencia (1956, Figura 49), los procesos de erosión lateral son importantes, y el índice recupera valores iniciales (i.e. *IDF* = 3,3). El resultado es un reajuste puntual del sistema con unas nuevas condiciones morfológicas y sedimentarias. Posteriormente, el *IDF* se reduce hasta 1,2 en el año 2008, lo que indica una pérdida de movilidad del cauce (i.e. cauce colonizado por vegetación de ribera y ocupado por campos de

cultivo) y un aumento de la estabilidad del sistema. La reducción de la competencia de los caudales liberados provoca una dinámica asociada a la incisión y acorazamiento del cauce principal; ambos fenómenos se observan actualmente a lo largo de todo el tramo de estudio. La incisión en todo el tramo es del orden de 0,5-1 m, llegando en diversos puntos a aflorar la roca madre. Por otra parte, el tamaño del  $D_{50-5}$  en zonas todavía aluviales es de 43 mm. No hay datos del material subsuperficial del Segre medio. Las observaciones de campo indican que el material subsuperficial es claramente más fino que el superficial. Así, con el objetivo de estimar el índice de acorazamiento potencial del medio Segre, se ha utilizado un percentil 50 subsuperficial característico de la Ribera Salada. La Ribera Salada es el principal tributario aguas arriba del área de estudio (Figura 42). Comparte factores morfométricos, geológicos y climáticos con el Segre. Allí, el  $D_{50-SS}$  es de 19,5 mm (Crozzoli y Batalla, 2003; Vericat y Batalla, 2010). Mediante los percentiles 50 para el material superficial y subsuperficial se ha calculado el índice de acorazamiento ( $I_a$ ). El  $I_a$  en el Segre medio es importante ( $I_a = 2,2$ ) pero variable entre tramos (i.e. #1, 1,25; #2, 3,5; #3, 1,7 y #4, 2,5). Esta variabilidad puede deberse a la entrada de tributarios (p.ej. Llobregós) que aportan material más fino (gravas finas, arena) que puntualmente reducen el acorazamiento y confieren más movilidad al lecho, y a un menor volumen de extracción de áridos por longitud de río (p.ej. el tramo #1, Figura 47).

#### 5.4.4 COMPETENCIA HIDRÁULICA

La progresiva estabilización del cauce va acompañada generalmente de un aumento del tamaño medio de los materiales superficiales (por el lavado de finos aguas abajo y/o por su percolación entre las gravas i.e. *winnowing*, Rice y Church, 1998); por esta razón, la competencia de los caudales circulantes deber ser cada vez mayor para movilizar los materiales del lecho y producir transporte de fondo. Este proceso de retroalimentación entre forma y proceso (i.e. reajuste en el perfil longitudinal del río) se interrumpe por i) la ocurrencia de crecidas de elevada magnitud, que ponen en movimiento la coraza detrítica superficial y los materiales subsuperficiales atrapados debajo de ella. Bajo tales condiciones se renueva la granulometría del lecho, iniciándose un periodo de mayor inestabilidad, como el observado después de 1982. Otro proceso que puede interrumpir este comportamiento es ii) la incisión del lecho hasta llegar a la roca madre. En este trabajo planteamos un análisis de competencia en base a la modelización hidráulica de caudales de crecida en cuatro sub-tramos seleccionados (Figura 42), cuyas características se sintetizan a continuación:

Tramo #1: Tramo meandriforme (i.e. Índice de Sinuosidad  $[IS] = 1,83$ ; según Schumm, 1963) con amplia barra lateral (*point bar*), cubierta por vegetación arbustiva y arbórea, depósitos

aluviales residuales y río circulando sobre roca madre en la parte cóncava del meandro ( $I_a = 1,3$ ).

Tramo #2: Tramo ligeramente sinuoso ( $IS = 1,6$ ) con barra central cubierta parcialmente por vegetación (BCV) arbustiva y arbórea,  $I_a = 3,5$  y cauce de aguas bajas sobre roca madre.

Tramo #3: Tramo rectilíneo ( $IS = 1,2$ ) con barras laterales abiertas y sin vegetación, y acumulaciones superficiales de arena y gravas finas ( $I_a = 1,7$ ).

Tramo #4: Tramo encajado y rectilíneo ( $IS = 1,2$ ), con depósitos aluviales en altura desconectados del cauce actual, presencia de grandes bloques (i.e. diámetro métrico), parchados por materiales finos de frecuente movilización ( $I_a = 2,5$ ).

En cada uno de los tramos se ha calculado la tensión crítica efectiva ( $\tau_{c-D_i}$ ) requerida para movilizar los percentiles característicos ( $D_i$ ) de las distribuciones granulométricas superficiales (Tabla 31). Los resultados indican que las condiciones hidráulicas necesarias para generar inestabilidad en el tramo #1 son inferiores a las obtenidas para el resto de tramos. Los tramos 2, 3 y 4, a pesar de tener una pendiente semejante al tramo 1 (0,2-0,3%), presentan una granulometría superficial más gruesa que genera más estabilidad en el lecho y hace que las tensiones críticas requeridas para movilizar los sedimentos sean alcanzadas, teóricamente, con menos frecuencia. Los caudales competentes teóricos se han comparado con los períodos de retorno de la serie de Oliana (Tabla 31). Se observa que durante crecidas de baja magnitud y alta frecuencia (p.ej. periodos de retorno 2 años,  $T_2$ ), buena parte (i.e.  $\leq D_{90-s}$ ) del material superficial del tramo #1 teóricamente se moviliza. En el tramo #2, bajo estas mismas condiciones, sólo las fracciones más finas (i.e.  $\leq D_{16-s}$ ) experimentan transporte, así como las fracciones medias (i.e.  $\leq D_{50-s}$  y  $\leq D_{60-s}$ ) en el caso de los tramos 2 y 3, respectivamente. Las crecidas de menor frecuencia, con un caudal circulante igual o superior a  $Q_5$ , consiguen movilizar la totalidad de las fracciones granulométricas del material superficial del lecho en el tramo 1. Por el contrario, en el tramo #2, incluso bajo condiciones hidráulicas de muy alta magnitud (i.e.  $Q_{50}$ ), el caudal sólo consigue movilizar el material con tamaño inferior al  $D_{60-s}$ , dando muestra de gran estabilidad del lecho. El menor calibre de las fracciones granulométricas medias y altas (i.e.  $D_{50-s}$  y  $D_{84-s}$ ), junto a una mayor competencia hidráulica del sistema para caudales de una frecuencia igual o superior a  $T_5$  en los tramos 3 y 4, inducen a la movilización total del material superficial del lecho.

La regulación por presas genera una reducción importante de la frecuencia y de la magnitud de las crecidas y, por consiguiente, de los caudales efectivos, y las condiciones hidráulicas resultantes son muy inferiores a las producidas en condiciones naturales. En condiciones de baja movilidad, el intercambio de materiales entre las capas superficial y subsuperficial del cauce es

mínimo. No se disponen series de datos suficientemente largas (por ejemplo, series de fotografías aéreas) para analizar el impacto del embalse de Rialb con la misma precisión que se ha hecho con el de Oliana. No obstante, se puede aproximar la frecuencia de inestabilidad mediante el  $Q_n$  (i.e. caudal medio diario) registrado en la salida de la presa de Rialb para el periodo 2001-2007 y los umbrales de movilidad que dichos caudales potencialmente generarían en cada uno de los tramos. Se observa que tan sólo en el mejor de los casos y de forma puntual (1 vez en 7 años) se darían las condiciones para movilizar el  $D_{84-s}$  del tramo más dinámico (#1). Antes de la puesta en funcionamiento de la presa de Rialb, el régimen hidro-sedimentario del Segre medio estaba controlado únicamente por Oliana, lo que, explica por qué aún existen zonas con depósitos activos, por ejemplo, en el tramo #1. La hipótesis es que estos tramos vayan desapareciendo cuando el río llegue a un nuevo ajuste hidrodinámico como consecuencia de la revegetación, el acorazamiento y la incisión del lecho. Modelos evolutivos similares han sido descritos por ejemplo en el tramo bajo del río Ebro (Vericat *et al.*, 2006).

Tabla 31. Condiciones de inicio de movimiento para diferentes percentiles granulométricos de referencia ( $D_x$ ) de los tramos de estudio del Segre medio (para localización ver Figura 42);  $D_i$  partícula de un tamaño  $i$  (mm) específico de cada percentil de referencia en cada tramo;  $\tau_{c-D_i}^*$  es la tensión de corte crítica ( $N m^{-2}$ ) para poner en movimiento una partícula determinada del material superficial (i.e. tensión efectiva);  $Q_c^*$  caudal crítico ( $m^3 s^{-1}$ ) capaz de movilizar las partículas de referencia en cada tramo;  $T_x$  es el periodo de retorno (años) correspondiente a cada caudal crítico estimado.

Dx	Tramo #1				Tramo #2				Tramo #3				Tramo #4			
	$D_i$	$\tau_{c-D_i}$	$Q_c^*$	T	$D_i$	$\tau_{c-D_i}$	$Q_c^*$	T	$D_i$	$\tau_{c-D_i}$	$Q_c$	T	$D_i$	$\tau_{c-D_i}$	$Q_c^*$	T
	mm	$N m^{-2}$	$m^3 s^{-1}$	año	mm	$N m^{-2}$	$m^3 s^{-1}$	año	mm	$N m^{-2}$	$m^3 s^{-1}$	año	mm	$N m^{-2}$	$m^3 s^{-1}$	año
$D_{16-s}$	16	13,3	28	≤2	30	27,1	110	≤2	18	15,4	69	≤2	35	26,5	111	≤2
$D_{50-s}$	24	18,6	36	≤2	68	50,7	<b>235*</b>	≤5	34	25,4	116	≤5	51	37,1	163	≤5
$D_{84-s}$	41	28,4	53	≤2	115	77,5	<b>&gt;1000*</b>	>50	60	40,1	<b>185*</b>	≤10	77	52,0	<b>&gt;1000*</b>	>50

\*En negrita se identifican los caudales iguales o superiores al caudal *bankfull* (i.e.  $168 m^3 s^{-1}$ )

#### 5.4.5 ALTERACIÓN HIDROMORFOLÓGICA: RELACIÓN CAUSA-EFECTO

Las alteraciones hidro-morfológicas del tramo medio del Segre se han analizado a partir de un modelo de regresión multivariante que tiene como variables independientes el caudal máximo instantáneo ( $Q_{ci}$  datos de la estación de Oliana primero y a partir del 1999 de la presa de Rialb), el volumen anual de áridos extraídos del sistema fluvial y los sedimentos capturados en el embalse de Oliana para cada uno de los seis periodos estudiados. En la tabla 32 se muestran las variables independientes que mejor explican la varianza de cada variable dependiente analizada: Cauce de Aguas Bajas (CAB), Barra Lateral Activa (BLA), Barra Central Activa (BCA) y Cauce Activo (CA). También se presentan los coeficientes de regresión parciales estandarizados ( $\beta$ , ver sección metodológica para más detalles). El  $Q_{ci}$  máximo de cada periodo se presenta como la variable que mayor influencia ejerce en la evolución de las unidades

morfológicas. Esta variable controla la anchura activa del cauce y su disminución contribuye a la estabilización de las barras, tal como se aprecia en la evolución temporal de su extensión (Tabla 33). El  $Q_{ci}$  es un claro indicador de la intensidad de energía máxima que se libera anualmente en el cauce, de modo que puede considerarse responsable de la movilización de los sedimentos y de la configuración de la morfología fluvial en términos globales. Además, al incorporar al análisis la extracción de sedimentos, el modelo nos permite resaltar la importancia de la disponibilidad de sedimentos en la dinámica del cauce (de manera complementaria al régimen de crecidas). La continua reducción en la disponibilidad de sedimentos debido a las actividades extractivas (en un medio ya fuertemente afectado por un déficit estructural asociado a la retención de materiales en los embalses) ha reducido año tras año la presencia de unidades sedimentarias activas, sobre todo las barras centrales (Tabla 33). El cauce de aguas bajas, igual que el resto de unidades morfológicas, se contrae con la pérdida de energía (i.e. magnitud) que conlleva la regulación de las crecidas por parte de los embalses de Oliana y Rialb. Aun así, la disminución de la dinámica sedimentaria induce a la expansión del cauce de aguas bajas, efecto contrario al observado en las otras unidades morfológicas que componen el cauce activo.

Tabla 32. Coeficientes  $\beta$  de las relaciones entre las variables independientes ( $Q_{cimax}$ , retención de en embalses y extracciones de áridos) y las unidades morfológicas (AB, BLA, BCA y CA) después de la aplicación de la regresión múltiple (ver Tabla 25 para las abreviaturas). La última columna muestra el coeficiente de determinación del modelo de regresión.

UNIDAD MORFOLÓGICA	$\beta$			$(r^2)$
	$Q_{ci}$ ( $m^3 s^{-1}$ )	Retención sedimentos ( $m^3 año^{-1}$ )	Extracciones ( $m^3 año^{-1}$ )	
CAB	0,64	0,85	-0,4	0,99
BLA	0,97	-	-0,23 <sup>(1)</sup>	0,99
BCA	0,88	-0,11 <sup>(2)</sup>	-0,36	0,98
CA	0,98	0,122	-0,22	0,99

En todos los casos el  $p$ -valor es inferior a 0,05 menos en los casos (1) que es 0,062, y (2) que es 0,08.

Tabla 33. Evolución temporal de la extensión superficial ( $km^2$ ) y proporción en el cauce de las unidades sedimentarias del tramo medio del Segre entre los años 1956 y 2008.

UNIDAD MORFOLÓGICA	1956		1975		1982		1992		1999		2008	
	$km^2$	%	$km^2$	%	$km^2$	%	$km^2$	%	$km^2$	%	$km^2$	%
Cauce de Aguas Bajas (CAB)	1,0	30	1,5	61	1,8	30	1,5	69	1,3	65	1,2	82
Barra Lateral Activa (BLA)	2,3	66	0,9	37	4,0	67	0,6	30	0,7	34	0,3	18
Barra Central Activa (BCA)	0,1	4	0,1	2	0,2	3	< 0,1	1	< 0,01	0,4	< 0,01	0,3
Cauce Activo (CA)	3,4	100	2,5	100	6,0	100	2,1	100	2,1	100	1,5	100

## 5.5 DISCUSIÓN

El régimen hidrológico del Segre medio ha experimentado una serie de alteraciones desde finales de los años 1950, especialmente en relación con la magnitud y la frecuencia de las crecidas, y la variabilidad de sus caudales. La alteración del régimen fluvial debida a los embalses, junto con el déficit sedimentario causado por la retención en las presas y las extracciones de áridos, explican la baja intensidad de los procesos geomorfológicos actuales y la estabilidad que se observa en el cauce del río. Además de las grandes presas, la detracción de agua por parte del Canal d'Urgell afecta también de manera muy importante a la aportación anual de agua del río (los usos asociados al Canal superan los 450 hm<sup>3</sup> anuales), y por lo tanto a su caudal medio y a la variabilidad temporal, y con ello, al régimen de crecidas (como mínimo a las ordinarias), que es el elemento central que controla la dinámica geomorfológica del cauce.

El cauce activo (Tabla 26), es la unidad morfológica que incluye el cauce de aguas bajas y las barras activas del río. La reducción observada en su extensión es producto de la pérdida de competencia de los caudales de crecida, así como de la falta de suministro de sedimentos desde la cuenca. Los resultados de la tabla 33 indican que desde 1975 el río presenta cada vez menos depósitos sedimentarios activos, algunos de los cuales incluso desaparecen colonizados por la vegetación de ribera u ocupados por cultivos. En esta situación de desequilibrio sedimentario, tan sólo la ocurrencia de eventos extremos, como la crecida de 1982, generan una nueva situación de inestabilidad, con un aumento considerable del cauce activo y de las unidades sedimentarias asociadas. Después de esta crecida, las unidades morfológicas vuelven a tener una extensión semejante a la de 1956. Esto se explica no solo por la elevada magnitud del evento sino también por la reactivación del sistema sedimentario, que libera material anteriormente retenido por la vegetación y por la coraza del lecho (diferencia entre el material superficial y el subyacente). Esta reactivación del sistema morfo-sedimentario no aportó grandes cantidades de material granular nuevo al tramo de estudio, sino que removilizó sedimentos que habían permanecido in situ (i.e. estables) durante las crecidas habituales. Las observaciones de campo en el tramo de estudio muestran evidencias de incisión de orden submétrico. En cualquier caso, y, según muestran las fotografías aéreas, después de 1982, el cauce entró rápidamente en un nuevo proceso de estabilización por la vegetación y sufrió numerosos impactos por la acción antrópica (extracciones de áridos y aumento de cultivos), alcanzando una situación de estabilidad similar a los anteriores a 1982. El ligero aumento en la frecuencia y la magnitud de las crecidas durante el periodo 1992-1999 no se ve reflejado en un gran incremento de la extensión del cauce activo. La entrada en funcionamiento del embalse de Rialb a finales de la década de 1990 incrementa la regulación fluvial y contribuye a una mayor retención de



sedimentos, que hace aumentar la estabilidad del lecho hasta la situación de baja actividad sedimentaria que se observa en la actualidad. El impacto de las captaciones de agua del Canal d'Urgell sobre el régimen de caudales se hace manifiesto sobre todo entre abril y septiembre, alterando la magnitud de las crecidas habituales aguas abajo de la toma del canal. En algunos casos, las crecidas habituales quedan absorbidas por la toma de agua, alterando la energía y la frecuencia de las mismas. Las barras centrales son las unidades morfológicas que más se han visto afectadas por la pérdida de carga sólida. Cabe indicar que en el caso del tramo de estudio en el Segre aguas abajo de los embalses, existen varios afluentes que tienen una cuenca considerable (p.ej. río Llobregós). Aun así, son tributarios de poca entidad hidrológica, hidráulica y geomorfológica, y no se les puede atribuir la capacidad suficiente para esperar de ellos una importante restauración del régimen sólido y líquido. Aguas abajo del embalse de Rialb el clima de la cuenca pasa de un clima mediterráneo de montaña (y alpino en la cabecera) a mediterráneo continental-seco. Este hecho hace que en muchos casos los ríos sean efímeros y su contribución hidro-sedimentaria se considera irrelevante.

Son numerosos los trabajos que analizan tramos fluviales afectados por actividades antrópicas. Por ejemplo, entre otros, Kondolf (1997), Liébault y Piégay (2002), Surian y Rinaldi (2003), Gregory (2006), Piégay et al. (2004), Batalla et al. (2006), Hooke (2006), Boix-Fayos et al. (2007), Surian et al. (2009), Magdaleno 2011), y Conesa y Pérez (2014) revisan y evalúan los efectos derivados de presas y minería de gravas, y presentan estrategias de restauración (Rinaldi et al., 2009). En este contexto, los principales efectos de la presencia de embalses (incisión, acorazamiento del lecho, erosión en los márgenes y contracción del cauce) y de la actividad extractiva (incisión, acorazamiento e inestabilidad lateral del cauce) están en concordancia con lo observado en nuestro trabajo. Según Surian y Rinaldi (2003), estos cambios acostumbran a producir una variación en el patrón morfológico del cauce, que por lo general pasa de trezado a sinuoso, mostrando estrechamientos del cauce superiores al 50% en estos ambientes. El Segre es un claro ejemplo de cambios de sinuosidad (p.ej. el *SI* del tramo #2 pasa de 1,66 a 1,55 entre 1956 y 2008, siendo el mayor cambio de sinuosidad de los 4 sub-tramos analizados). Los efectos tienden a ser intensos en los primeros años de la construcción de cada embalse (i.e. entre 10 y 20 años) para luego prolongarse en el tiempo de manera más atenuada hasta llegar a un nuevo equilibrio, tal y como indican los trabajos clásicos de Petts (1984) y Williams y Wolman, (1984).

En la cuenca del Ebro se han hecho también algunos estudios de este tipo, la mayor parte en el tramo del bajo Ebro (ver la revisión de esos trabajos en Batalla *et al.*, 2014) y en algunos puntos del Pirineo. Por ejemplo, la regulación hidrológica junto con el dragado del tramo bajo del Ebro durante la última década (Batalla, 2003) ha causado cambios morfológicos con pérdidas de anchura del cauce activo del orden del 20 y el 25% (Vericat y Batalla, 2004 y Batalla *et al.*,

2006), algo menor que la observada en el Segre medio (i.e. 38% con el embalse de Oliana y 56% después de la construcción de la presa de Rialb). Ambos ríos se encuentran en el mencionado proceso de reequilibrio (Vericat *et al.*, 2006), cuya magnitud y extensión en el tiempo dependen fundamentalmente del cambio en la magnitud y frecuencia de las crecidas y de la magnitud del déficit sedimentario en relación con la antigua aportación natural de la cuenca. En los casos del Ebro y del Segre, los caudales de baja frecuencia (i.e. cercanos al *bankfull*, responsables del mantenimiento morfo-sedimentario del cauce) son los caudales más afectados por la regulación hidrológica, hecho que explicaría la pérdida de actividad geomorfológica y el desarrollo de la vegetación de ribera madura. Cabe recordar también que, debido a la retención de sedimentos, las presas liberan agua limpia (*hungry water* según Kondolf, 1997). Esta situación conlleva un exceso de energía que el sistema utilizaba anteriormente en el transporte de sedimentos provenientes de la cuenca y que ahora disipa erosionando el cauce, fenómeno que disminuye aguas abajo, a medida que el lecho del río se va acorazando y va apareciendo la roca madre (Kondolf, 1997). En cuanto a la retención de sedimentos, los estudios llevados a cabo en ríos pirenaicos (Gómez-Villar y Martínez-Castroviejo, 1991 y García-Ruiz *et al.*, 1997, 2010) muestran que los diques de retención pueden llegar a causar una incisión de hasta 3 m en 30 años. La incisión observada en la Ribera Salada, después de las extracciones entre 1987 y 2007, llega a los 3 m, dejando expuesta la roca madre en numerosos tramos. En el bajo Gállego, igualmente afectado por extracciones de áridos durante los años 1970 y 1980, y también por grandes presas aguas arriba, la incisión documentada llega a los 6 m (Martín-Vide *et al.*, 2010). En todos estos ríos la incisión modificó el patrón del cauce pasando de trenzado a sinuoso, como consecuencia del desajuste entre la energía de los caudales y la carga sólida disponible en el cauce. La tabla 32 sintetiza numéricamente los principales cambios observados en el Segre y descritos por primera vez en relación a las alteraciones. La consecución de estos resultados ha sido posible gracias a la integración de diferentes métodos de diagnóstico hidrológico y sedimentario que a menudo se encuentran fragmentados o dispersos. Además, la metodología también integra trabajo de campo y un simple ejercicio de modelización para interaccionar los valores de caudal con la granulometría del cauce y así estimar la movilidad potencial del tramo del río Segre. Aunque existen diversos métodos para el estudio del estado hidro-sedimentario en sistemas fluviales (e.g. Richter *et al.*, 1996; Raven *et al.*, 1997; Mathews y Richter, 2007; Ollero *et al.*, 2008; Alber y Piégay, 2011; Rinaldi *et al.*, 2013; Lobera *et al.*, 2015), la integración que se ha realizado en este artículo se considera como novedosa y de gran interés en el campo de la geomorfología fluvial.

## 5.6 CONCLUSIONES

Este estudio propone una metodología que, a vista de los resultados, se considera adecuada para evaluar el estado morfo-sedimentario de tramos fluviales regulados por presas y/o impactados por extracciones de áridos. El análisis presenta dos conclusiones principales de acuerdo con las relaciones entre la magnitud-frecuencia de las crecidas y la reducción del área activa del cauce, así como entre la desaparición de unidades morfo-sedimentarias y la pérdida de disponibilidad de carga de fondo:

1. El régimen de caudales aguas abajo de la presa de Oliana es moderado, siendo el cambio más evidente el que afecta a la magnitud y frecuencia de las avenidas, fenómeno que se ha incrementado después de la construcción de la presa de Rialb. Dicha reducción, conjuntamente con el desequilibrio sedimentario estructural causado por las presas y local debido a las extracciones de áridos, explica la baja actividad sedimentaria actual del río. La intensidad de la actividad extractiva excedió ampliamente la carga media sedimentaria del río, hecho que, junto con los efectos de las presas, refuerza el déficit sedimentario y el desequilibrio morfodinámico del cauce actual (evidente a partir de las observaciones de acorazamiento y de incisión del lecho hasta la roca madre en algunos tramos).
2. La evolución morfológica del río muestra una tendencia a la estabilización por intrusión de vegetación de ribera, posterior al cierre del embalse de Oliana en 1959. Esta tendencia fue alterada en 1982 como consecuencia de una de las avenidas más importantes del siglo XX en la cuenca. El dinamismo fluvial aparente después del evento se ha reducido paulatinamente hasta la actualidad, pese a un ligero repunte de la actividad sedimentaria durante la década de 1990. La movilidad del cauce se ha reducido en su conjunto y la intrusión de la vegetación de ribera hace que el cauce de aguas bajas tienda a ocupar prácticamente la totalidad del cauce activo. Las principales unidades morfo-sedimentarias (barras laterales y centrales) han desaparecido.

En general, las crecidas controlan la expansión/contracción del cauce activo y el dinamismo de las unidades morfológicas y sedimentarias que lo conforman. Una menor disipación de energía provoca que el intercambio de materiales entre las capas superficial y subsuperficial del lecho sea menos frecuente y de menor intensidad (por ejemplo, tal y como indica el acorazamiento observado en el Segre), reduciendo a su vez la calidad del hábitat asociado y en su conjunto del ecosistema fluvial. Este trabajo pone de manifiesto, además, la necesidad de abordar los cambios en la dinámica fluvial a partir del análisis conjunto, hidrológico, hidráulico, sedimentario y de actividades antrópicas. Además, también se pone en evidencia la importancia de los datos de campo y ejercicios simples de modelización que permiten analizar la hidráulica

del flujo relacionada con las características morfo-sedimentarias del cauce, y los posibles escenarios de movilidad de los sedimentos del lecho.

Los resultados aportan información para el diseño de programas de restauración hidro-sedimentaria que incluyan prácticas tales como crecidas de mantenimiento que reactiven el cauce, y el *bypass* de sedimentos a través de las presas para reducir el desequilibrio energético y de masas, junto con inyección de gravas para minimizar la incisión y regenerar hábitats y unidades morfo-sedimentarias.

## NOTACIONES

#1	Correspondiente al Sub-Tramo 1
#2	Correspondiente al Sub-Tramo 2
#3	Correspondiente al Sub-Tramo 3
#4	Correspondiente al Sub-Tramo 4
$a_i$	Valor resultante que toma cada índice de alteración parcial
$\overline{Q_c}$	Media de los máximos caudales diarios anuales (en $m^3 s^{-1}$ )
$\overline{Q_{ci}}$	Media de los caudales máximos instantáneos anuales (en $m^3 s^{-1}$ )
$B$	Coefficientes no estandarizados, representando las contribuciones independientes de cada variable independiente a la predicción de la variable dependiente
BCA	Barra Central Activa (en $km^2$ )
BCV	Barra Central Vegetada (en $km^2$ )
BLA	Barra Lateral Activa (en $km^2$ )
CA	Cauce Activo (en $km^2$ )
CAB	Extensión del Cauce de Aguas Bajas (en $km^2$ )
CHE	Confederación Hidrográfica del Ebro
CUL	Cultivos (en $km^2$ )
$CV_{Q_c}$	Coefficiente de variación de la serie de máximos caudales medios diarios anuales
$CV_{Q_5}$	Coefficiente de variación de la serie de avenidas habituales
$d$	Calado (en m)
$D_{16-s}$	Percentil 16 de la distribución granulométrica del sedimento superficial (en m)
$D_{50-s}$	Percentil 50 de la distribución granulométrica del sedimento superficial (en m)
$D_{50-ss}$	Percentil 50 de la distribución granulométrica del sedimento sub-superficial (en m)
$D_{60-s}$	Percentil 60 de la distribución granulométrica del sedimento superficial (en m)
$D_{84-s}$	Percentil 84 de la distribución granulométrica del sedimento superficial (en m)
$D_{90-s}$	Percentil 90 de la distribución granulométrica del sedimento superficial (en m)
$D_i$	Diámetro de la partícula del percentil (i) correspondiente de la distribución granulométrica superficial (en m)
$D_u$	Tamaño representativo de la partícula superficial basado en el trabajo de White y Day (1982) formulado, $D_{u-a} = 1,6 \cdot D_{50-s} (D_{84-s}/D_{16-s}) - 0,28$ (en m)
$D_x$	Percentil de la distribución granulométrica del sedimento superficial de referencia (en m)
EMQ	Error Medio Cuadrático (en m)
$F$	Distribución $F$ de Fisher-Snedecor
$g$	Constante gravitacional (en $m s^{-2}$ )
GCP	Puntos de control en el terreno
HEC-RAS	Hydrologic Engineering Centers River Analysis System (Software)
$Ia$	Índice de acorazamiento (adimensional), se define como el cociente entre $D_{50-s}$ y $D_{50-ss}$
IAG	Índice de Alteración Global (adimensional)
IAH	Índices de Alteración Hidrológica, formados por los $IMF_{Cm-Bank-Ch}$ , $IV_{Cm-Ch}$ , $IE_{Cd}$ e $ID_{Cd}$ (adimensional)
$ID_{Cd}$	Índice de Duración de Crecidas
$IE_{Cd}$	Índice de Estacionalidad de Crecidas
IDF	Índice de Dinámica Fluvial (adimensional)
$IMF_{Cm}$	Índice de Crecidas Máximas
$IMF_{Bank}$	Índice de Caudal <i>Bankfull</i>
$IMF_{Ch}$	Índice de Crecidas Habituales

$IR$	Índice de Regulación (adimensional; Batalla et al., 2004a)
$IV_{Cm}$	Índice de Variabilidad de Crecidas máximas diarias anuales
$IV_{Ch}$	Índice de Variabilidad de Crecidas Habituales
$m$	Número de índices que evalúan cada aspecto del régimen de caudales
$n$	Coficiente de rugosidad de Manning
$n_a$	Número de años completos de una serie (en años)
$Q_5$	Caudal máximo ordinario o caudal de crecida habitual (en $m^3 s^{-1}$ )
$Q_{10}$	Percentil 10 de los caudales medios diarios (en $m^3 s^{-1}$ )
$Q_{50}$	La mediana de la serie de caudales medios diarios (en $m^3 s^{-1}$ )
$Q_{90}$	Percentil 90 de los caudales medios diarios (en $m^3 s^{-1}$ )
$Q_{Bank}$	Caudal <i>bankfull</i> (en $m^3 s^{-1}$ )
$Q_c$	Caudal medio diario máximo del año (en $m^3 s^{-1}$ )
$Q_c^*$	Caudal crítico (en $m^3 s^{-1}$ )
$Q_{ci}$	Caudal instantáneo máximo del año (en $m^3 s^{-1}$ )
$Q_{Esp}$	Caudal específico (en $m^3 s^{-1}$ )
$Q_n$	Caudal diario medio (en $m^3 s^{-1}$ )
$R_m$	Rango medio anual de dispersión entre caudales diarios
$RMC$	Régimen modificado de caudales
$RMC_{Hb}$	Régimen modificado de los caudales habituales
$RMC_{Cd}$	Régimen modificado de crecidas
$RNC$	Régimen natural de caudales
$S$	Pendiente (en $m m^{-1}$ )
$S_{RMC}$	Superficie definida por el polígono de $RMC$
$S_{RNC}$	Superficie definida por el polígono de $RNC$
$T_2$	Crecidas de 2 años de período de retorno (en años)
$T_5$	Crecidas de 5 años de período de retorno (en años)
$T_{10}$	Crecidas de 10 años de período de retorno (en años)
$T_{50}$	Crecidas de 50 años de período de retorno (en años)
$T_x$	Periodo de retorno ( $x$ ) respecto a un caudal determinado (en años)
$X$	Símbolo representativo de las variables independientes de la regresión múltiple
$Y$	Símbolo representativo de las variables dependientes de la regresión múltiple
$\beta$	Coficientes de regresión parciales estandarizados, definen la ecuación de regresión cuando ésta se obtiene tras estandarizar las variables originales, es decir, tras convertir las puntuaciones directas en típicas
$\epsilon_{i-s}$	Función de protección atribuida a una partícula $D_i$ ( <i>hiding</i> )
$\rho$	Densidad del agua (en $kg m^{-3}$ )
$\rho_s$	Densidad específica del sedimento (en $kg m^{-3}$ )
$\sigma$	Desviación típica de una muestra
$\tau$	Tensión de corte que ejerce el agua (en $N m^{-2}$ )
$\tau^*$	Tensión crítica de Shields (adimensional)
$\tau_{c-Di}$	Tensión de corte crítica para la movilización de una partícula de material superficial de tamaño $D_i$ (en $N m^{-2}$ )



## *CAPÍTOL 6*

---

### *DISCUSSIÓ I CONCLUSIONS*



*Imatge: Ramon J. Batalla*



## CAPÍTOL 6. DISCUSSIÓ I CONCLUSIONS

### 6.1 DISCUSSIÓ

Aquesta tesi analitza (a) la dinàmica hidro-sedimentària de la Ribera Salada (224 km<sup>2</sup>), una conca Mediterrània representativa de les conques de mitja muntanya del Pirineu (i.e. capçaleres humides en transició cap a les terres baixes més seques), i (b) l'evolució de la morfologia fluvial d'un tram de 40 km del mig Segre durant el període 1956-2008 com a resposta de la regulació hidrològica, i altres impactes més localitzats en l'espai com les activitats extractives. La integració de les dues anàlisis permet aportar pautes per a la gestió dels sistemes fluvials alterats des d'un punt de vista hidro-sedimentari i holístic.

La conca de la Ribera Salada es troba poc afectada per activitats antròpiques i és el principal afluent del Segre a l'embassament de Rialb. Aquesta tesi ens ha permès identificar les principals àrees font de sediments, els cicles de transferència, i els mecanismes i processos de mobilització i exportació de la carga sedimentària al llarg de la conca, fent un especial èmfasis a la variabilitat espacial i temporal dels mateixos (Capítols 2, 3 i 4). S'ha generat una base de dades d'elevada resolució espacial i temporal durant un període de 5 anys. De manera complementària al treball a la Ribera Salada la tesi analitza l'evolució hidrològica i morfo-sedimentària d'un tram de 40 km del riu Segre localitzat aigües avall de l'embassament de Rialb (Capítol 5). Tot i que aquí ens referim al tram aigües avall de Rialb, cal recordar que els canvis morfològics s'observen ja a partir de la construcció de la presa d'Oliana (1959). El tram ha experimentat una ruptura de la continuïtat natural de la transferència d'aigua i sediments degut a diverses activitats antròpiques (i.e. grans preses embassaments i extraccions de sediments) des de la segona meitat de segle XX. La cartografia morfològica generada, d'elevada resolució espacial, i l'anàlisi de les sèries de cabals ha permès identificar les interaccions entre les alteracions hidrològiques i la resposta morfològica del Segre Mig. La càrrega sedimentària actual en aquest tram està restringida, principalment, a les aportacions dels seus afluents principals, com és el cas de la pròpia Ribera Salada.

La integració dels diferents treballs realitzats és útil per a l'estudi i posterior gestió dels sistemes fluvials alterats i.e. els tres primers capítols aporten elements metodològics per a la millora en la mesura i la predicció del transport de sediments a escala de conca i, el quart, aporta informació per al disseny de programes de restauració hidro-sedimentària, on les aportacions d'aigua i sediments dels afluents és rellevant. A continuació es presenta una discussió dels resultats de l'anàlisi de la dinàmica sedimentària de la Ribera Salada i sobre la pèrdua de continuïtat d'aquesta amb el riu Segre degut a la presència dels embassaments de Rialb i Oliana,

així com sobre la integració de mètodes i el paper dels afluents no regulats en el disseny de mesures de mitigació del dèficit de sediments en rius regulats. Cal tenir en compte que cadascun dels capítols de la tesi ja inclou una discussió específica, de manera que el capítol actual presenta una discussió global, integrant tots els resultats obtinguts.

### 6.1.1 TRANSFERÈNCIA D'AIGUA I SEDIMENTS A LA RIBERA SALADA

La Ribera Salada consta de dues zones ben diferenciades amb règims hidrològics contrastats. A la part superior, els afluents de capçalera, tenen un règim hidrològic constant controlat bàsicament per la distribució i la intensitat de la precipitació, les condicions d'humitat antecedent de la conca (i.e. condicions de cabal prèvies a les crescudes), el desglaç de la neu acumulada durant l'hivern i la transferència d'aigua des de les unitats hidrogeològiques (i.e. aproximadament el 40% del total anual, tal com es pot veure a la Figura 50). L'aportació hídrica a la meitat superior de la conca, mostra una relació positiva amb l'augment de l'àrea de captació. En canvi, a la meitat inferior de la conca (i.e. part més seca) els afluents només aporten aigua durant importants esdeveniments de pluja, i el cabal disminueix a mesura que augmenta la superfície de captació. Aquesta disminució es produeix degut a pèrdues per transmissió (recàrrega de l'aqüífer al·luvial) i a la major evapotranspiració d'aquest sector, molt lligades amb la superfície de massa forestal.

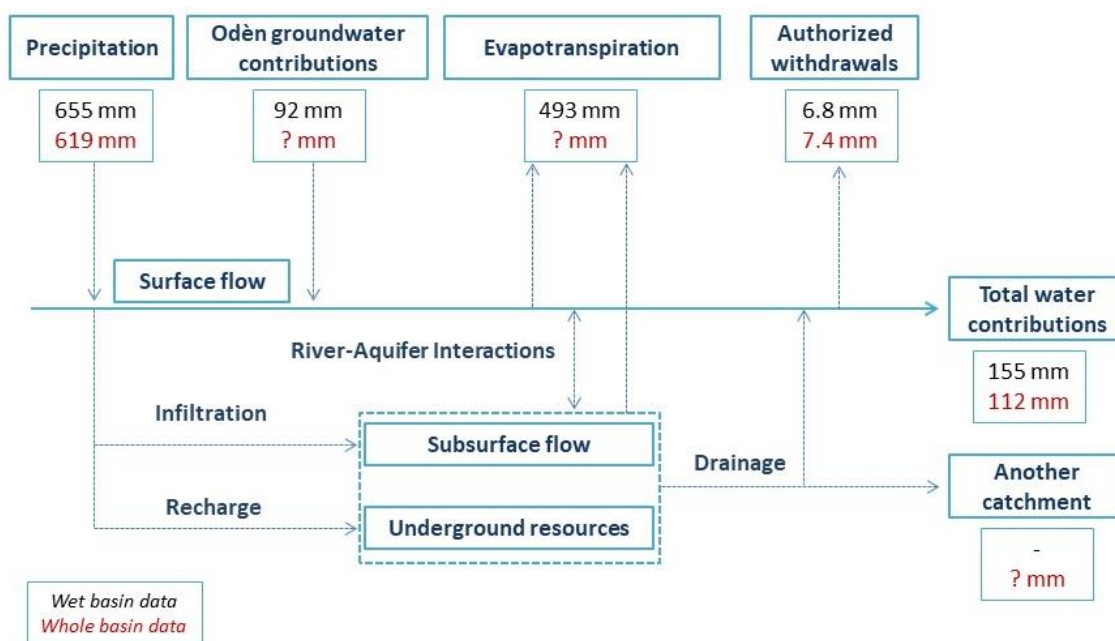


Figura 50. Esquema dels principals fluxos d'aigua a diferents escales a la Ribera Salada. La figura mostra dos exemples: (i) balanç d'aigua per a la part humida de la conca (i.e. aigües amunt d'Inglabaga; en negre) i (ii) balanç d'aigua per a tota la conca (en vermell). La falta de dades de l'aqüífer no han permès completar el balanç d'aigua de tota la conca.

Tot i l'estabilitat observada en la producció d'aigua a la conca (i.e. Canalda i Inglabaga, Figura 3C) durant les dues últimes dècades (i.e. des de la instal·lació de sensors a l'estació de Canalda l'any 1998, Batalla et al., 2005), a partir dels resultats de la modelització hidrològica que presenten Buendia et al. (2016) es conclou que les aportacions hidrològiques de la conca s'han anat reduint al llarg de la segona meitat del segle XX, arribant a una pèrdua de fins al 20% dels recursos anuals a la subconca de Canalda. La disminució de la precipitació i l'increment de l'evapotranspiració per l'augment de la massa forestal i la temperatura es poden apuntar com a factors determinants d'aquests comportament (Kundzewicz et al., 2007; Buendia et al., 2016). Aquesta tendència també ha estat detectada en altres estudis realitzats a altres conques al Pirineu (p.ex. Gallart i Llorens, 2004; Serrano-Muela et al., 2008; Lorenzo-Lacruz et al., 2012). Els canvis no solament han afectat al volum total, sinó també a la dinàmica hidrològica intra-anual. Concretament, el règim de cabals mostra un augment del comportament torrencial del riu (i.e. la generació d'escolament cada cop es concentra en un període de temps més curt) i del paper dels cabals baixos i alts respecte a la contribució total anual (Buendia et al., 2016). Les previsions actuals indiquen que les aportacions hídriques a la regió mediterrània probablement es facin més intermitents (p.ex. Schneider et al., 2013; Acuña et al., 2014), generant un augment en la torrencialitat dels cabals. Això comportaria una menor freqüència d'esdeveniments pluviomètrics moderats que, junt amb l'augment de la coberta forestal, dificultaria la generació de crescudes de certa magnitud. Observacions in situ a la part mitja de la Ribera Salada indiquen la progressiva ocupació de la llera activa del riu per vegetació de ribera, fet que indica una menor activitat fluvial al riu i per tant hidrològica a la conca (Figura 51).

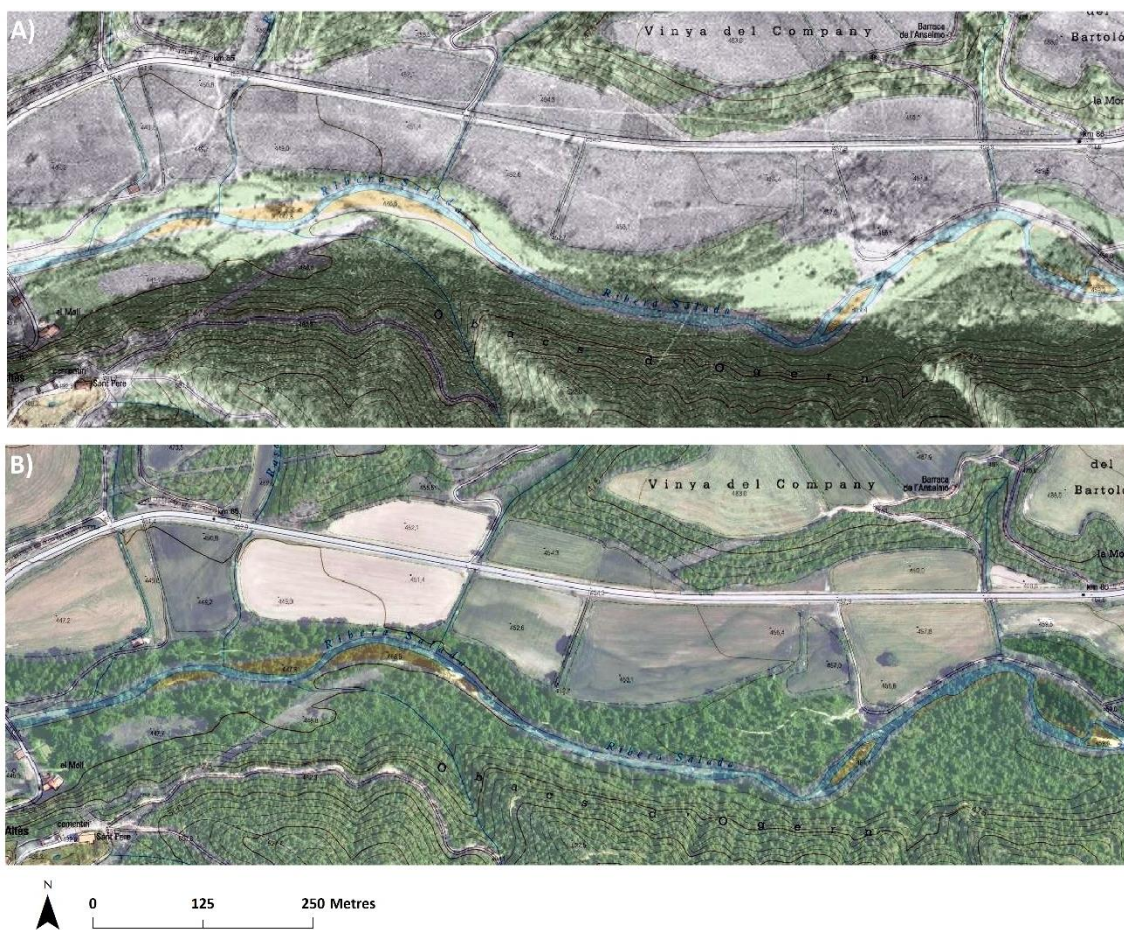


Figura 51. A) Fotografia aèria de la Ribera Salada de l'any 1946 entre el pont d'Altés i el poble d'Ogern. B) Ortofotografia de la Ribera Salada de l'any 2016 entre el pont d'Altés i el poble d'Ogern. En totes dues imatges la topografia actual es troba superposada mostrant així el recorregut del riu. Es pot observar com, després de 70 anys, el bosc ha colonitzat gran part de la llera activa que presentava la Ribera Salada a l'any 1946, quedant un riu de canal únic, menys sinuós, més estable i amb poques unitats sedimentàries actives.

Els resultats indiquen que la resposta hidrològica de la conca és un indicador de com el sistema fluvial processa els inputs de precipitació a partir de les característiques edafològiques, geomorfològiques, geològiques, i d'usos del sòl i de l'aigua de la conca (p.ex. Zecharias i Brutsaert, 1988; Lacey i Grayson, 1998). Tot i això, l'àrea de la conca contributiva exerceix un paper important alhora d'estudiar la resposta hidrològica, ja que introdueix heterogeneïtat, i.e. a mesura que augmenta la superfície de la conca, augmenta la variabilitat de les característiques del paisatge i la possibilitat de la interacció entre elles, afectant la seva hidrologia (Mohamoud, 2004). En canvi, en conques petites s'observa habitualment un major grau d'homogeneïtat en els seus característiques físiques i d'ús, així com en la distribució i volum de precipitació i, per tant, la seva resposta hidrològica s'espera que sigui més uniforme (Singh, 1997). A més a més, les conques més grans experimenten una distribució més irregular de pluges que sovint condueix a una resposta més variable de l'escolament (Mohamoud, 2004); fenomen analitzat en detall al capítol 2. Molts estudis es basen en parcel·les en vessants o petites conques

experimentals on els descriptors de paisatge són gairebé homogenis, fet que remarca l'interès dels estudis realitzats en conques més grans amb una major heterogeneïtat de les característiques que la conformen (Mohamoud, 2004). Aquest fet li atorga un valor afegit als estudis realitzats a la Ribera Salada, que es caracteritza per reunir una geologia i climatologia amb molts contrastos al llarg de la conca.

Les característiques geològiques i geomorfològiques de la Ribera Salada fan que la producció de sediments sigui limitada i que la seva transferència aigües avall estigui fortament influenciada per la connectivitat i la disponibilitat de sediments prop de la llera, processos que al seu torn estan controlats per la variabilitat temporal i espacial de la precipitació i l'escolament. En contraposició a la producció d'aigua, la major part de la càrrega de sediments en suspensió (i.e.  $\frac{3}{4}$  del total anual) es subministrada per la part més seca de la conca. La baixa aportació sedimentària de la conca en general, i sobretot de la seva meitat superior, ve determinada per la falta de sediment disponible i per la baixa connectivitat de les àrees font amb la xarxa fluvial, ja que l'entrada d'energia al sistema (i.e. precipitació i cabals) no difereixen gaire d'altres conques experimentals amb una producció de sediments més elevada. A l'hora d'analitzar els processos de transferència, és important considerar el temps i el tipus d'àrea font de sediment, ja que l'evacuació del sediment no és constant. La càrrega de sediments es transferida principalment durant episodis de crescuda, mostrant patrons de transport de transport diferents en funció el tipus de l'àrea font, l'època de l'any i la magnitud de l'esdeveniment hidrològic. En base a la magnitud d'aquests episodis es poden distingir les següents tipologies de crescuda en diferents implicacions sobre la cara sedimentària:

- *Crescudes anuals*: A escala anual la conca presenta dos patrons de transport de sediments diferenciats. El primer i més important, és el responsable de la mobilització i transport dels sediments disponibles que el riu troba a la llera i als marges adjacents, especialment a les conques d'Odèn i Canalda. La càrrega de sediments en suspensió transferits durant les crescudes acostuma a ser moderat i és directament proporcional al volum d'escolament generat. La disponibilitat de sediments augmenta a finals d'hivern (associat a processos de p.ex. gel-desgel als vessants), assolint la màxima disponibilitat entre el mesos d'abril i maig. Tot i això, a finals de juny, les contínues i abundants crescudes de primavera ja han esgotat la regolita (capa més superficial del sòl on el sediment està disponible per a ser arrossegat per l'escolament superficial), i la conca ja no tornarà a tenir sediment fins l'any següent. A més a més, les subconques del riu Fred, el Riuet de la Plana, i un tram de 2 km de la Ribera Salada aigües avall de la confluència amb el riu Fred, presenten una xarxa fluvial incidida en el conglomerat massiu propi de la zona (Figura 52A), fet que dificulta la generació de nou sediment. El sediment transferit en aquesta àrea procedeix de fonts més llunyanes i mal connectades, tal com s'analitza

al capítol 3, on el temps de retard entre el pic de la crescuda i de la concentració màxima de sediments en suspensió és molt alt i.e. el poc sediment transferit procedeix de les capçaleres (Figura 52B), de petites àrees boscoses d'escassa cobertura, de planes interfluvials amb arbusts i praderies, i de pistes forestals on es generen petits xaragalls (Figura 52C). En general, els arbustos i les praderies d'aquesta zona tenen sòls molt prims i pedregosos (Verdú et al., 2000) i el rentat del sediment és més eficient que la formació de nou sòl (Figura 52D). Tot plegat indica un esgotament o dèficit crònic del sediment als afluents de capçalera. Tot i això, un dels fenòmens que ajuda a augmentar lleugerament la càrrega sedimentària es dona a l'estiu a conseqüència de la sega del cereal (el principal conreu de la conca). La coberta vegetal que protegeix el sòl agrícola queda eliminada, permetent la formació d'escolament en els camps agrícoles durant esdeveniments de precipitació intensos. L'escolament renta el sòl dels conreus i els transfereix riu avall, aportant un volum de sediments que està directament relacionat amb el cabal màxim de la crescuda i amb la superfície de conreu afectada.



Figura 52. A) La llera del riu Fred a la seva confluència amb la Ribera Salada. B) L'exhauriment dels sediments és evident en els vessants de muntanya adjacents a la xarxa fluvial de la part alta de la Ribera Salada, on el sediment només es poden trobar on els vessants perden verticalitat. C) Presència de formes erosives (i.e. xaragalls) en un camí a la subconca de Canalda. D) Els prats de la part alta de la conca presenten sòls molt prims i pedregosos (Verdú et al., 2000), on el rentat de pluja als vessants és més eficient que la formació de sòl.

- *Crescudes ordinàries*: Durant crescudes de menor freqüència i major magnitud (i.e. pics de  $Q > 4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  a l'estació d'Inglabaga), el material superficial del llit del riu entra progressivament en moviment fins que trenca la cuirassa (i.e. per  $Q > 6,7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ; p.ex. la crescuda del 7 de novembre de 2008 amb un  $Q = 9,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Aquests episodis també poden generar erosió local (lateral) a les riberes (p.ex. les crescudes del 20 d'abril de 2008 o el 25 de maig de 2008; veure Capítol 3). En aquestes circumstàncies, el material fi subsuperficial i erosionat és subministrat i, juntament amb el sediment en suspensió que prové de la conca, determinen la càrrega total de sediments del riu. Aquestes crescudes són importants i transporten grans quantitats de sediment, arribant a ser les responsables del 70% de la càrrega total transferida durant els anys 2005-2008. El volum de sediments transportat durant aquests episodis és més gran com major és la precipitació a la subconca de Canalda (*Pd1*), sent aquesta la principal àrea font de sediments de la conca (Tuset et al., 2016 i 2020). Tot i això, existeix una clara variabilitat temporal en la disponibilitat de sediments, variabilitat que es tradueix amb que la carrega associada a un determinat cabal es variant. Aquesta variabilitat es veu augmentada durant anys humits (p.ex. 2008 i 2013) i es suavitzada (menys variabilitat) durant els anys secs (p.ex. 2005 i 2006). Aquesta variabilitat ha estat observada prèviament a la Ribera Salada (p.ex. Vericat et al., 2008; Batalla et al., 2010; Vericat and Batalla, 2010), així com en altres conques veïnes (p.ex. Regúes et al., 2000; Rovira i Batalla, 2006; Gimenez et al., 2012).

- *Crescudes extraordinàries*: Els esdeveniments hidrològics extrems provoquen generalment increments importants en el transport de sediment en un període de temps relativament curt, p.ex. pel riu Santa Clara (Califòrnia, EEUU), amb una producció de sediments en suspensió mitjana anual d'aproximadament 6 milions de  $\text{Mg} \text{ any}^{-1}$ , es va estimar l'any 1969 una producció de sediments de 50 milions de  $\text{Mg} \text{ any}^{-1}$  després d'una crescuda extraordinària (Curtis et al., 1973). Aquest cas és un bon exemple que al llarg de dècades o segles, l'ocurrència d'algunes crescudes extraordinàries pot influir en les taxes globals de transferència de sediments i il·lustra el concepte de magnitud-freqüència en geomorfologia. De fet, els esdeveniments episòdics de gran magnitud, com ara esllavissades de terra i riuades o inundacions, poden arribar a ser una font de sediments dominant en el conjunt d'una conca (Dietrich and Dunne, 1978). El problema és que aquests esdeveniments sovint no es produeixen durant els períodes de monitorització, períodes que solen ser inferiors als 10 anys, quedant, així, exclosos dels estudis comparatius tradicionals (Trimble and Crosson, 2000). A més, és habitual que quan es poden registrar, la força de l'aigua genera problemes pràctics associats al control de les càrregues de sediments (p.ex. sobrepassar el rang de mesura dels sensors) i, fins i tot, fa malbé les estacions hidromètriques. Tots aquests limitants poden generar una subestimació de la producció mitjana anual de sediments del riu (Charlton, 2008). Per exemple, en el cas de la Ribera Salada, l'11 de novembre

de 2008, el 9 de setembre de 2012 i 2 de novembre de 2015 es va registrar una crescuda extraordinària que va ocasionar danys i desperfectes en les estacions de mesura d'aigua i sediments (Figura 53).



Figura 53. El 2 d'octubre de 2015 es va registrar la crescuda més gran de les últimes dècades a la Ribera Salada, deixant la meitat de les estacions hidromètriques fora de servei. (A) L'estació d'Inglabaga va quedar tombada, va perdre els sensors i el data-logger es va fer malbé, perdent així les dades. Aigües amunt, a l'estació de (B) Canalda, els sensors van quedar soterrats sota una capa de graves i sorres, mentre que la caixa va caure a la llera i es va omplir de sediments fi.

Tot i els danys, aquests esdeveniments van suposar una oportunitat per observar i analitzar qualitativament els principals canvis morfològics de la Ribera Salada en les últimes dècades. En el cas del novembre de 2015, la precipitació mitjana a la conca va superar els 80 mm en 11h, amb una precipitació màxima de 165,2 mm a l'estació del Port del Comte. La resposta hidrològica de la conca va ser immediata. Els cabals màxims instantanis a les estacions d'Altés, Inglabaga i riu Fred van ser de  $215 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ,  $130 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  i  $43 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , respectivament (Tuset, 2016), corresponents a un període de retorn de 28 anys i 56 anys, respectivament (a partir de CEDEX, 2014). Els cabals màxims de les estacions d'Altés i de riu Fred es van calcular a partir de la transformació dels registres del nivell de la crescuda amb la corba  $h/Q$  de cada estació. A l'estació d'Inglabaga es va estimar el cabal màxim a partir de la reconstrucció de la crescuda amb el model hidràulic *HEC-RAS*. La crescuda va generar un volum total d'escolament a l'estació d'Altés (i.e. sortida de la conca) d'aproximadament  $2,5 \text{ hm}^3$  en tan sols 19 hores. Els sensors de terbolesa van deixar de funcionar i no es van poder recuperar les dades. Tot i això, a l'estació d'Inglabaga, el mostrejador d'aigua a diferents nivells, dissenyat a partir del model inicial desenvolupat per Schick (1967), va capturar diverses mostres d'aigua, amb una concentració mitjana de sediments en suspensió de  $69,7 \text{ g l}^{-1}$  ( $n=13$ ,  $CV=11,5\%$ ). La crescuda va sortir de la llera principal, ocupant la plana al·luvial i antigues unitats sedimentàries que estaven desconnectades de la dinàmica ordinària del riu. En aquestes àrees la riuada va erosionar amb



diferents intensitats camps de cultiu i va dipositar materials fins (i.e. sorres i graves fines) en zones elevades (Figura 54A). Els canvis morfològics a la llera van ser molt nombrosos i significatius, generant erosió lateral en els marges (Figura 54B), el col·lapse de vessants (Figura 54C) i noves unitats morfo-sedimentàries i un augment considerable de l'amplada de la llera activa (Figura 54D). L'estat morfològic resultant és comparable a l'observat en les fotografies aèries durant la segona meitat del segle XX, quan la conca disposava d'una menor cobertura forestal (Tuset, 2016).



Figura 54. A) Sedimentació i reactivació de les unitats morfo-sedimentàries desconnectades de la dinàmica geomorfològica ordinària actual. B) Erosió lateral del marge dret aigües amunt de la secció de Terrassola (just aigües avall d'Inglabaga). C) Erosió lateral al peu del marge esquerre aigües amunt de la secció d'Aigües Juntes (Confluència riu Fred). D) Augment de la llera activa i de les unitats morfo-sedimentàries del riu al tram final de la Ribera Salada.

La càrrega de sediments a la Ribera Salada és molt variable. Durant els 5 anys del període d'estudi ha estat altament relacionada amb l'ocurrència de crescudes, generant una taxa mitjana anual de  $4,3 \text{ Mg any}^{-1} \text{ km}^{-2}$  ( $n=5$ ,  $CV=68,8\%$ ) a l'estació d'Inglabaga i de  $9,3 \text{ Mg any}^{-1} \text{ km}^{-2}$  ( $n=2$ ,  $CV=98,3\%$ ) a l'estació d'Altés, valors que es consideren en general baixos en un context regional més ampli (Buendia et al., 2016b). Donats els canvis observats després de la riuada de 2015, es conclou que el subministrament (disponibilitat) de sediments podria estar actualment controlat per les aportacions associades a fenòmens menys freqüents com esllavissades,

col·lapses de peu de vessants limítrofs amb la llera i activació de parts de la xarxa fluvial durant crescudes extraordinàries.

Els resultats del treball remarquen la importància de les fonts de sediments i la temporalitat en la disponibilitat del sediment per comprendre la dinàmica de sediments en conques de muntanya mediterrània, tot plegat emmarcat en un context hidrològic variable on l'ocurrència i magnitud de les riuades extraordinàries tenen un paper clau. A més, els resultats també són rellevants per a la millora de la definició i parametrització dels processos que determinen l'erosió i el transport de sediments utilitzats en els models de simulació, sent de gran utilitat per a la gestió dels sistemes fluvials, especialment en conques que drenen a rius regulats (com és el cas del riu Segre) aspectes directament relacionats amb el segon objectiu de la tesi i que es discuteixen a continuació.

### **6.1.2 PAPER DELS AFLUENTS EN LA GESTIÓ DE SEDIMENTS EN EMBASSAMENTS I ZONES AFECTADES PER ACTIVITATS EXTRACTIVES**

Els grans embassaments (i.e. a partir de 15 metres d'alçada, segons ICOLD, 1999) actuen com grans embornals (*sumidero, sink*) de sediments, que interrompen la continuïtat del seu transport a les xarxes de drenatge. Aigües avall, es redueix o s'anul·la la transferència de materials detrítics que són importants per a la conservació de la morfologia de les lleres i la preservació dels hàbitats aquàtics. La retenció de sediments provoca també la pèrdua de capacitat d'emmagatzematge dels embassaments i, conseqüentment, de la vida útil d'aquests.

Com ja s'ha explicat al capítol 5, la reducció o eliminació del subministrament de càrrega de fons aigües avall dels embassaments provoca impactes importants sobre la morfologia fluvial (p.ex. incisió, cuirassament del llit, erosió en els marges i contracció transversal de la llera; Tuset et al., 2016), que a la vegada condicionen la degradació de la qualitat de l'hàbitat aquàtic, i poden afectar l'estabilitat de ponts i altres infraestructures (Kondolf et al., 2014). Al mateix temps, la pèrdua del sediments fins (i.e. llims i argila transportats en suspensió) afecta l'estructura vertical de les planes inundables i altres formes fluvials (i.e. acumulació vertical de material fi), a la terbolesa, i el transport de nutrients i contaminants (Kondolf et al., 2014). L'impacte de la construcció d'una presa depèn de la magnitud de la càrrega de sediments en règim natural, ja que en rius amb poca càrrega sedimentària l'alteració físiques aigües avall després de la construcció d'una presa és a priori menor que en rius amb una alta activitat sedimentària (ICOLD, 2009). Aquest podria ser el cas d'alguns rius pirinencs que han vist perdre part de la seva càrrega sedimentària durant el segle XX per causes naturals (p.ex. l'abandonament de terres de cultiu, descens de la pressió ramadera i la reforestació artificial; García-Ruiz et al., 2015).

Al mateix temps, els efectes de les preses sobre la dinàmica sedimentària es pot veure agreujat per altres impactes antròpics com les activitats extractives en lleres i en la resta d'unitats sedimentàries actives. La mineria altera directament la geometria del canal (i.e. incisió i contracció del canal), afavoreix el cuirassament i la inestabilitat del canal (Kondolf, 1997), alhora que genera un dèficit de sediments aigües avall de l'actuació (Batalla, 2003). Així doncs, la situació morfo-sedimentària actual de molts rius de muntanya està condicionada a múltiples pertorbacions, naturals o antròpiques, amb afectacions a diferent escales, tant espacials i temporals (e.g. Llena et al., 2020).

La longitud del tram fluvial afectat per una presa i o per una extracció de sediments augmenta amb el temps fins que el riu s'ha adaptat al nou règim de cabals i sediments (nou estat d'equilibri). Aquesta distància depèn de diversos factors, entre ells la ubicació de la presa a la conca i el nombre dels principals afluents. En aquest darrer cas, aquests són essencials per recuperar el cabal d'aigua i sediments aigües avall, al igual que el tipus i la quantitat de material que aporten (ICOLD, 2009). En el cas de les extraccions, l'impacte també estarà condicionat per diferents factors entre els que destaquem la quantitat de materials extrets en relació a la càrrega anual del riu, la ruptura del pendent en el perfil longitudinal del riu, i l'estat morfològic del tram on es fa l'actuació (p.ex. presència o no de formes i unitat morfològiques). En aquets cas, Batalla et al. (2007) presenten unes directrius per a la gestió del sediment fluvial en base a criteris geomorfològics, que conclouen amb un seguit de mesures alternatives i exemples de gestió per reduir les actuacions que es facin a les lleres amb l'objectiu d'extreure sediments. En rius regulats, la distància de recuperació varia segons el riu, per exemple, el tram afectat al riu Green per sota de la presa de Flaming Gorge va arribar als 109 km (Andrews, 1986); el tram degradat sota la presa de Hoover era de 120 km (Williams and Wolman, 1984); sota de la presa de Sanmenxia (i.e. Huang He), la distància afectada era superior als 480 km (Chien, 1985); en aquest darrer cas es deu en gran part al fet que no hi ha afluents importants per sota de la presa de Sanmenxia. L'ajustament hidro-sedimentari i morfològic aigües avall d'una presa depèn del temps que trigui el sistema fluvial en equilibrar la càrrega entrant de sediments (i.e. aportacions de la pròpia llera i els afluents) amb la capacitat de transport del flux. Quan les aportacions del canal principal són escasses, donat al cuirassament i del dèficit de sediment disponible, els afluents passen a ser la principal font de sediments. Conseqüentment, la gestió del règim de sediments requereix del coneixement de les entrades o aportacions de cabal sòlid (Wohl et al., 2015). Un cas molt interessant és el de la conca del riu Colorado, on els afluents de la part alta de la conca contribueixen majoritàriament amb les aportacions d'aigua, mentre els afluents semiàrids ubicats a la part baixa de la conca aporten la major part del sediment (Andrews, 1991). Aquest comportament és similar a l'observat a la Ribera Salada. A l'Ebre, a la seva part baixa, el

sediment procedent d'alguns afluents efímers arriba al 5% de la càrrega total anual que transportava el riu (Tena et al., 2012). En el cas de les extraccions d'àrids, el paper dels afluents també és determinant. Així, vist el paper dels afluents en la recuperació de la dinàmica sedimentària en rius regulats (incloent rius amb extraccions), cal considerar seriosament incloure les aportacions dels afluents en els programes de gestió dirigits a la transferència de sediments aigües avall dels embassaments, tot i que com veurem a continuació, és una practica poc habitual.

Hi ha una àmplia gamma de tècniques de gestió de sediments per preservar la capacitat dels embassaments i traspasar sediments aigües avall de les preses (p.ex. Kondolf et al., 2014). En general, aquestes tècniques no tenen en consideració les aportacions dels afluents. Segons Morris i Fan (1998) i Kantoush i Sumi (2010) hi ha 3 tipus de mètodes de gestió de sediments en rius regulats: (1) el traspàs del sediment a través o al voltant de l'embassament, (2) l'eliminació de sediments acumulats al vas de l'embassament i (3) la reducció de l'erosió i la transferència de sediments des d'aigües amunt. En el primer grup, hi ha diversos mètodes que s'ajusten o permeten tenir en compte els afluents en la gestió del sediments. De tots ells, els mètodes que s'ajusten més són el del *Bypass* i el del *Sediment Sluicing* o Alliberament de Sediment (ICOLD, 1999). El mètode del *Bypass* s'aplica per transferir aigua i sediments durant una crescuda cap a un túnel o canal de gran capacitat fins a sota la presa. Aquest és un mètode que ha donat bons resultats (p.ex. Sumi et al., 2012; Mitsuzumi et al., 2009), però cal que l'embassament tingui forma de colze o que sigui curt perquè el túnel generi un gradient altitudinal adequat per portar la majoria de la càrrega de sediments aigües avall de la presa (Sumi et al., 2004; Sumi et al., 2012). Tot i això, aquest mètode és costós degut a la construcció del túnel o el canal, però presenta molts avantatges, ja que permet traspasar riu avall els sediments sense entrar a l'embassament, i no interferint en el funcionament de la presa (Kondolf et al., 2014). L'aplicació d'aquest mètode a partir d'un afluents és tècnicament possible, però hauria d'estar justificat per la proximitat a la sortida de l'embassament i/o pel volum de càrrega sedimentària que podria transferir. Aquesta tècnica hauria d'anar acompanyada de l'aplicació de crescudes de manteniment (i.e. crescudes generades des dels embassaments) que permetessin transportar el sediment alliberat o *by-passat*. Aquesta gestió suposa alliberar cabals elevats a través de la presa durant l'estació humida (i.e. entrades elevades de cabal i sediments, Kondolf et al., 2014), i és necessari realitzar-la en sincronia durant períodes d'elevada transferència de sediments dels afluents, millorant així l'efectivitat de l'operació. En alguns casos s'aconsella un buidatge parcial o total de l'embassament per tal de millorar la seva eficiència, fet que en àrees Mediterrànies sembla força difícil donada la necessita permanent d'emmagatzemar aigua, i.e. en una àrea com la Mediterrània, el buidatge de l'embassament és un punt crític per a l'aplicació del mètode per

l'alta variabilitat del règim de cabals, que faria molt difícil predir si a final de la temporada les aportacions serien suficients per tornar a omplir d'aigua l'embassament. En el cas que l'operació es realitzés en un sistema d'embassaments col·locats en sèrie en un mateix riu, caldria sincronitzar l'obertura de les comportes entre embassaments per optimitzar l'alliberament de recursos hídrics riu avall i l'entrada al sistema de les aportacions no regulades dels afluents. Si només es volgués realitzar una crescuda de manteniment per aportar més cabal a l'entrada de sediments d'un afluent situat aigües avall, no caldria fer cap buidatge previ de l'embassament, i la sincronització resultaria força més senzilla. En rius on les aportacions de càrrega de fons estan controlades per les aportacions d'afluents que conflueixen a la cua d'un embassament, seria justificable la construcció d'una petita presa a la cua del mateix amb l'objectiu de retenir la càrrega de fons (i.e. materials grollers). Això facilitaria l'extracció dels sediments per mitjans mecànics i la seva transferència aigües avall de la presa, malgrat els elevats costos de transport que aquesta pràctica podria suposar. És fonamental per tant, i abans de qualsevol actuació, realitzar un seguiment de les aportacions d'aigua i sediments dels afluents tant aigües amunt com avall i veure quin paper juguen en la dinàmica sedimentària del curs principal. Això justificarà o no la inclusió dels afluents al sistema de gestió dels sediments. En cas afirmatiu, serà necessari realitzar un estudi a detall dels patrons de les aportacions d'aigua i sediments a diferents escales. Al mateix temps, la realització d'un diagnòstic morfo-sedimentari del tram de riu afectat permetrà estimar la sensibilitat del tram en front les alteracions del règim de cabals i sediments. Atenent als resultats, es podrà valorar la idoneïtat d'incorporar afluents en el disseny de la gestió de sediments del tram alterat per tal de poder sincronitzar les actuacions amb la seva activitat hidro-sedimentària.

En conques Mediterrànies, com la del Segre, les preses acostumen a construir-se en llocs hidrològicament estratègics intentant recollir les aigües del màxim nombre de cursos fluvials. En aquests casos, aigües avall dels embassaments, els principals afluents, encara que tinguin una conca considerable (p.ex. riu Llobregós, 610 km<sup>2</sup>, situat aigües avall de la presa de Rialb), tenen poca importància hidrològica, hidràulica i geomorfològica, i no es pot esperar per ells sols la capacitat suficient per produir una restauració efectiva del règim sòlid i líquid. No obstant, tan la Ribera Salada com el Rialb, podrien ser incorporats en futures actuacions de restauració morfo-sedimentària del riu Segre aigües avall dels embassaments d'Oliana i Rialb un cop definits objectius clars de regeneració relacionats per exemple amb la preservació, re-creació i manteniment d'hàbitats físics en els ecosistemes aquàtics i riparis fluvials associats.

### 6.1.3 INTEGRACIÓ DE MÈTODES PER A L'ESTUDI DE LA DINÀMICA HIDRO-SEDIMENTÀRIA

En aquest tesi, amb l'objectiu d'analitzar la dinàmica hidro-sedimentaria en dues conques de Mediterrànies, es va dissenyar una metodologia (i) centrada en el mostreig i mesura de la precipitació, el cabal i del transport de sediments en suspensió a *escala de conca* i, (ii) per a l'avaluació de l'evolució de la morfologia d'un riu a *escala de tram* amb una dinàmica sedimentària afectada per embassaments i les activitats extractives.

#### 6.1.3.1 Escala de conca

L'estudi de la dinàmica fluvial a la Ribera Salada es va portar a terme a partir d'una metodologia que integra el mostreig i mesura de la precipitació, l'escolament i el transport de sediments en suspensió. De la mateixa manera també s'han aplicat tècniques de teledetecció per a l'estudi de la distribució espacial i de la intensitat de la precipitació a partir de dades obtingudes amb radar. Les condicions hidràuliques i de transferència de sediments a la Ribera Salada són diferents segons el punt de mesura a la conca. Això va condicionar la selecció dels punts de control. En aquest sentit, es va aplicar un disseny de conques integrades, mesurant i registrant a la sortida de cada subconca el nivell de l'aigua ( $h$ ), i el transport de sediments ( $NTU$ ) en continu, i transformant les dades hidromètriques a cabal ( $Q$ ) i a concentració de sediments en suspensió ( $CSS$ ) a partir de dades i observacions obtingudes directament a camp. La informació multi-temporal i espacial obtinguda (i.e. precipitació, cabal i càrrega de sediment  $fi$ ), un cop integrada, ha permès analitzar la dinàmica fluvial de la Ribera Salada a una escala temporal i espacial que amb mètodes tradicionals d'interpolació no s'hagués aconseguit. Això ha permès una millor comprensió de la complexitat del funcionament del sistema fluvial, millorant la interpretació del paper dels les àrees font i dels processos físics, i els mecanismes que controlen la producció i transferència d'aigua i sediments a diverses escales espacials i temporals.

L'ús de tècniques de teledetecció per a l'estudi de la distribució espacial i de la intensitat de la precipitació a partir d'imatges radar no necessita de mesures de camp i permet explorar grans escales espacials i temporals (Piégay et al., 2015). Tradicionalment, els camps de pluja s'han obtingut mitjançant interpolació dels valors puntuals del pluviòmetres, ja sigui amb mètodes directes com els *Splines* de làmina prima (p.ex. Schumaker, 2010) o amb tècniques geoestadístiques més avançades com ara el *Kriging* (p.ex. Deutsch i Journel, 1998; Isaaks i Srivastava, 1989). Tot i que aquestes tècniques són senzilles de portar a terme i suposen la referència metodològica tradicional, no són capaces de reproduir plenament la variabilitat de la precipitació observada com les tècniques de percepció remota (p.ex. el radar meteorològic) que

ofereixen una millor descripció de la distribució de la pluja (Coll, 2010). Aquesta variabilitat s'accentua en àrees de muntanya, on l'efecte de la topografia pot alterar la distribució i la magnitud de precipitació fins i tot entre punts propers (p.ex. en cas de precipitació orogràfica). Per tal recollir aquesta variabilitat, Sevruk (1989) suggereix que els pluviòmetres més representatius es situïn en una zona cèntrica i a prop de l'altitud mitjana de la conca. Tot i així, Anderl et al. (1976) conclou que per a obtenir resultats tan bons com els oferts per un radar meteorològic cal una xarxa de pluviòmetres amb una densitat mínima d'una estació per cada 25 km<sup>2</sup> de conca. En el cas de la Ribera Salada, això hauria comportat instal·lar 8 pluviòmetres, fet que no era possible ni pressupostàriament ni logísticament. Des dels anys 1960, el radar ha assistit a les prediccions meteorològiques, mentre que l'ús en aplicacions hidrològiques es va començar a implementar entre els anys 1990 i 2000 (Krajewski and Smith, 2002). No ha estat fins a la primera dècada del segle XXI, que l'ús del radar s'ha incorporat en els estudis de geomorfologia i hidrologia fluvial (p.ex. Tuset et al., 2016; Nord et al., 2017; Shi et al., 2018), oferint noves oportunitats en termes, no només espacials, sinó també per la resolució temporal de les dades de pluja (Tuset et al., 2016). En aquesta tesi s'han utilitzat dades radar de l'arxiu ARCON (2005-2008) i EHIMI (2012-2013), totes elles facilitades pel Servei Meteorològic de Catalunya. No obstant, les dades de precipitació procedents d'imatges radar cal que segueixin un procediment de validació creuada per tal d'avaluar la seva precisió. En aquest sentit, per als diferents treballs realitzats a la Ribera Salada (Tuset et al., 2016 i 2020), es va calcular l'error (i.e. error quadràtic mig) de les dades de pluja estimades pel radar a partir de la comparativa amb les dades directes registrades en diversos pluviòmetres (propers o inclosos dins la conca de la Ribera Salada) com a conjunt de dades de referència (i.e. pluja observada). La dada estimada correspon al volum de precipitació de la cel·la del camp de pluja (i.e. imatge radar) que interacciona amb la ubicació dels pluviòmetres de referència. Els errors observats van generar un nivell d'exactitud acceptable (i.e. 3,5 mm a escala diària, Tuset et al., 2016, i 10,9 mm a escala mensual, Tuset et al., 2020). Aquesta exactitud atorga a aquesta eina un gran potencial per a l'obtenció de dades de precipitació d'alta resolució espacial en àrees sense monitoritzar, així com d'anàlisi de la dinàmica temporal i espacial de la precipitació. Un bon exemple a escala anual seria la detecció d'una ombra pluviomètrica (i.e. rep una menor precipitació de l'esperada per la seva cota) a la capçalera del riu Fred o, a escala d'esdeveniment, l'incapacitat de les estacions meteorològiques per detectar la magnitud real o la localització de tempestes convectives molt locals al quedar aquestes fora dels punts que cobreixen les estacions (Figura 55).

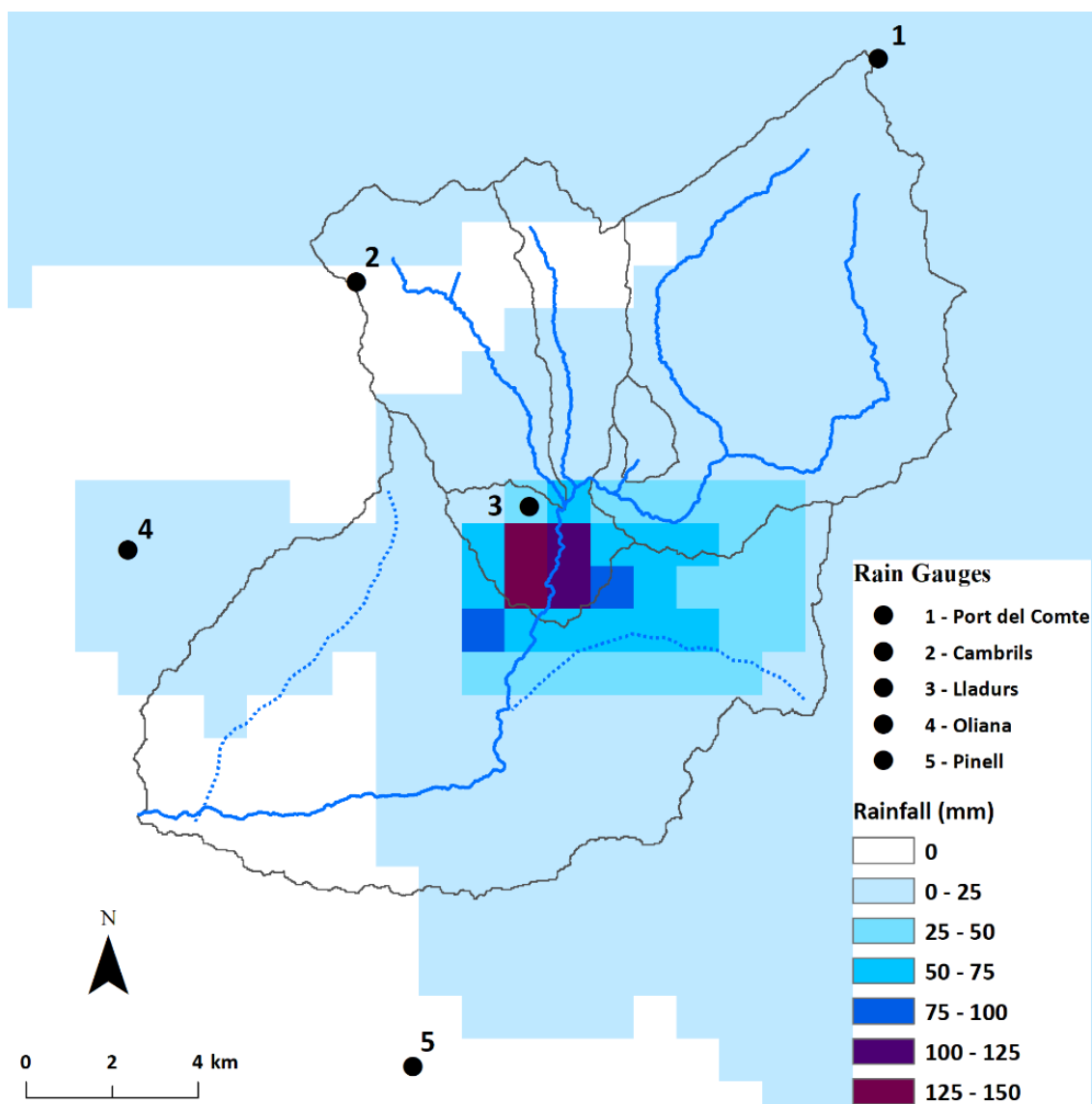


Figura 55. Camp de precipitació del 26 d'agost del 2008 generat a partir d'eines de teledetecció (Radar). L'estació de Lladurs té l'únic pluviòmetre que registra precipitació (34 mm), però no és capaç d'aportar, junt amb la resta d'estacions, prou informació de la distribució i la magnitud real de la tempesta (p.ex. la precipitació màxima va ser de 140 mm).

La mesura directa del cabal és una operació complexa que només es pot realitzar puntualment (temps i espai). Excepte en casos molt concrets, no es pot realitzar un control directe i continu del cabal. No obstant, si en una secció de control es disposa d'una corba de tarat teòrica nivell d'aigua - cabal, la mesura contínua del nivell d'aigua permet convertir les mesures del nivell d'aigua en cabals. Durant dècades, les mesures del nivell d'aigua van consistir en lectures realitzades diàriament (o a una freqüència més curta) a partir de regles graduades. Amb el pas del temps, el procés s'ha automatitzat a través de la instal·lació de sensors (p.ex. de pressió, capacitius, de radar) per controlar les variacions de l'alçada de l'aigua amb el temps. La mesura i registre de cabals es realitzen habitualment en estacions d'aforament que formen part de xarxes hidromètriques, ja sigui oficials (p.ex. Agència Catalana de l'Aigua), o privades (p.ex.



empreses de producció hidroelèctrica). Aquestes permeten obtenir informació bàsica per al control dels recursos hídrics i la dinàmica fluvial en conques de drenatge, sent aquest un dels principals objectius en la gestió i la planificació hidrològica en conques mediterrànies. Cal destacar que la reducció en la producció, transferència i disponibilitat d'aigua en les conques de muntanya des dels anys cinquanta (p.ex. Gallart i Llorens, 2003; Gallart i Llorens, 2004) reforça la necessitat d'analitzar la variabilitat dels recursos hídrics d'aquestes àrees. Aquesta reducció d'aigua s'ha d'atribuir a l'augment de l'evapotranspiració a les capçaleres de les conques com a conseqüència de l'increment de la cobertura forestal i la temperatura (p.ex. Gallart and Llorens, 2002). En aquest context l'any 1997 es va iniciar un projecte de recerca en la conca de la Ribera Salada amb l'objectiu d'avançar en la caracterització i en la quantificació dels recursos hídrics superficials en conques de drenatge de muntanya mediterrània amb un ús del sòl majoritàriament forestal. Posteriorment, tan els punts de control com els objectius de recerca s'han vist ampliat, afegint l'estudi de la dinàmica fluvial i el transport de sediments. La mesura del cabal en conques experimentals com la de la Ribera Salada, on no es disposa habitualment d'estacions d'aforament de llit fix, estan subjectes a canvis en la geometria del canal fruit del transport de sediments o de, si es dóna el cas, actuacions antròpiques a les lleres (p.ex. modificacions de les lleres per captacions). Això fa que les corbes de tarat canviïn amb el temps; dinàmica fonamental per tal de garantir l'exactitud de les mesures. Per establir una nova relació profunditat/cabal és necessari actualitzar la topografia del canal i realitzar noves mesures directes de la velocitat i el cabal. En aquest sentit, durant el transcurs d'aquesta tesi, va ser necessari re-ajustar la corba diverses vegades després de crescudes amb cabals molt elevats.

La major part del transport de sediment en suspensió es produeix durant esdeveniments hidrològics (crescudes) de curta durada (hores, dies). Això fa que, de manera general, les relacions entre cabal i concentracions de sediment en suspensió sigui en general positives, és a dir, a més cabal major concentració, o si més no que les concentracions més altes es registren durant cabals alts. Aquest fet implica que cal concentrar l'obtenció de mostres d'aigua i sediments durant les crescudes. Tot i la possibilitat de realitzar mostres manuals, una opció habitual és realitzar el mostreig amb mostrejadors d'aigua a diferents nivells, (p.ex. Schick, 1967) i/o mostrejadors automàtics de succió (p.ex. López-Tarazón et al., 2010; Lobera et al., 2016; Béjar et al., 2018), que permeten obtenir mostres discretes d'aigua (concentració de sediments en suspensió) de la crescuda a profunditats i instants diferents. És recomanable complementar l'obtenció de mostres discretes amb un mostreig d'alta freqüència mitjançant sensors de terbolesa (p.ex. Vericat i Batalla, 2010; Piqué et al., 2017) per tal d'obtenir un registre continu de la concentració de sediments en suspensió (Walling et al., 2001). Generalment aquets sensors són de tipus òptic i d'ultrasons. Els registres de terbolesa cal calibrar-los amb mostres de

sediment en suspensió per tal de disposar de l'equivalència. En el cas de que es disposi d'un registre continu de la concentració de sediments en suspensió, la càrrega sòlida es pot calcular a partir de mostres discretes utilitzant mètodes d'interpolació (p.ex. el mètode de *Rating Curve* o relació cabal – concentració de sediment en suspensió, p.ex. Walling, 1984, o la Corba de Duració de Cabals, *FDC*) (p.ex. Walling, 1984; Morris et al., 1985). Aquests mètodes porten associats unes limitacions i/o incerteses de càlcul a considerar relacionats amb els ajustaments estadístics (Ferguson, 1987), l'efecte de les histèresis (Walling, 1977; Moog i Whiting, 1998) i l'estacionarietat en el subministrament de sediments (Asselman, 2000). Walling (1984) suggereix que l'ús de la tècnica de la *Rating Curve* per estimar les càrregues de sediments poden comportar errors importants, especialment en petites conques, podent arribar a ser de  $\pm 50\%$ . En el cas de la Ribera Salada s'han utilitzat sensors de terbolesa en registres cada 15 minuts per garantir l'obtenció de sedimentogrames amb freqüència suficient per estudiar la variabilitat inter- i intra-anual de les càrregues, així com la variabilitat en l'espai. Tots els sensors s'han calibrat amb mostres de camp obtingudes durant riuades i cabals baixos amb diferents mostrejadors tal i com s'explica als capítols centrals de la tesi.

#### **6.1.3.2 Escala de tram de riu**

L'estudi de l'evolució morfo-sedimentaria del tram mig del riu Segre s'ha fet d'una manera seqüencial i integrant diferents mètodes de diagnòstic hidrològic i sedimentari. La interpretació d'aquesta informació proporciona una visió detallada sobre com els canvis en el règim del cabal i dels sediments (i.e. anàlisis dels impactes) es relacionen amb els canvis morfològics observats (i.e. anàlisi de canvi). Amb els resultats dels anàlisis dels impactes i canvi s'avalua la relació causa-efecte mitjançant un anàlisi estadístic. Finalment, la integració de tots els resultats, ha permès definir la sensibilitat d'un tram determinat al canvi de la transferència d'aigua i sediments i pensar possibles estratègies de gestió.

##### **6.1.3.2.1 Impactes:**

(a) A partir dels índexs d'Alteració Hidrològica (*IAH*; Martínez Santa-María and Fernández Yuste, 2006) i de Regulació (*IR*, Batalla et al., 2004) s'ha avaluat de manera quantitativa els canvis en el règim de cabals, sobretot d'aquells amb més interès geomorfològic a causa de la seva competència, i.e. els cabals de crescuda. Aquests índexs es prenen com a indicadors de la capacitat d'alteració hidrològica dels embassaments sobre el Règim Natural de Crescudes. L'avaluació en conjunt de tots els índexs permet assignar un Estat d'Alteració Hidrològica Global (i.e. l'Índex d'Alteració Global, *IAG* més pensat en formular una diagnosi ambiental que morfològica. Aquesta circumstància ens va portar a ajustar el grau de severitat que defineix cada categoria d'Estat d'Alteració des d'un punt de vista més morfològic.

(b) L'anàlisi del balanç de sediments es va realitzar a partir de batimetries (i.e. en el cas de l'embassament d'Oliana), del mètode de Brune (1953) i del càlcul total del volum de sediments extrets del riu. L'ús de batimetries és àmpliament utilitzat per estimar la càrrega sedimentària que porta un riu durant un període de temps determinat (p. ex. Batalla i Vericat, 2011; Díaz et al., 2014; Molina-Navarro et al., 2014). La corba de Brune, (1953) estima l'eficiència de retenció de sediments teòrica d'un embassament en base a la capacitat de l'embassament en relació a l'aportació hídrica anual. Es tracta d'un mètode molt utilitzat (p.ex. Garg i Jothiprakash, 2008; Mulu i Dwarakish, 2015). Tot i que hi ha altres mètodes (p.ex. Brown, 1943; Churchill, 1948; Borland, 1971; Dendy, 1974; Gill, 1979; Heinemarm, 1981), el mètode de Brune (1953) acostuma a oferir bons resultats (p.ex. Trimble i Carey, 1990; Butcher et al., 1992). No obstant, Garg i Jothiprakash (2008) consideren que les corbes de Churchill (1948) poden donar una millor estimació que les corbes de Brune (1953), però com és molt difícil obtenir les dades d'entrada per calcular l'índex de sedimentació no s'acostumen a fer servir amb tanta freqüència. El volum de sediments extrets per àrids de construcció en el tram mitjà de Segre s'ha quantificat, així com la seva distribució temporal (i.e. per a cada un dels períodes analitzats i per tot el període d'estudi: 1973-2009) i espacial (i.e. per cada un dels municipis pels quals circula el riu), a partir de les dades dels expedients de la Confederació Hidrogràfica de l'Ebre. Aquesta tipus d'informació no acostuma a estar ni disponible ni completa per períodes llargs de temps. Les dades obtingudes permeten determinar el paper de les activitats extractives en l'evolució morfològica (i.e. anàlisi de canvi) a escala de tram i/o sub-tram (i.e. local), on els canvis més rellevants en el balanç de sediments són a causa de les activitats extractives. Fora de l'àrea d'actuació de les extraccions, les aportacions i el transport de càrrega de fons són insignificants i/o puntuals degut un dèficit crònic sedimentari produït per la presència d'embassaments aigües amunt. Solament en esdeveniments extraordinaris, com la crescuda del novembre de 1982, el riu és capaç de captar material sedimentari dipositat en àrees pròximes al riu però desconnectades de la dinàmica contemporània i associada a crescudes ordinàries.

#### 6.1.3.2.2 Anàlisi de Canvi

(a) La georeferenciació de fotografies aèries dels anys 1956 al 1999 ha permès la digitalització de la llera i de les unitats morfològiques d'un tram de 40 km del riu Segre aigües avall de la presa de Rialb (Figura 56), i l'estudi evolutiu d'aquestes (i.e. canvis en l'espai i temps). Aquest mètode s'ajusta a les recomanacions de Gilvear i Bryant (2003), que consideren que les fotografies aèries són una bona font d'informació per identificar formes i canvis en les unitats sedimentàries en rius de mida mitjana (i.e. aproximadament de 20 a 200 m d'amplada), mentre que per rius més grans, recomana l'ús d'imatges satèl·lit. Aquests autors també consideren que la resolució

espacial òptima per a l'anàlisi morfològic de rius mitjans hauria de ser entre 1:5000 i 1:25000, mentre que la resolució temporal dependrà de cada regió, ja que la disponibilitat varia molt entre països. En aquesta tesi l'escala d'anàlisi (resolució espacial) ha estat 1:5000, mentre que la resolució temporal s'estén per un període de 56 anys i ha estat determinada per la disponibilitat de fotografies. Les fotografies aèries s'utilitzen en geomorfologia des de fa dècades (p.ex. Ferguson i Werritty, 2009, Warburton et al., 1993) ja que permeten obtenir, entre molts d'altres elements, dades quantitatives sobre atributs geomorfològics dels rius com per exemple l'amplada del canal i la mida i la forma de les unitats morfològiques, incloent la vegetació de ribera. Tot i això, l'ús de fotografies aèries per a la quantificació d'aquestes unitats requereix una rectificació geomètrica d'aquestes, procés que comporta certes limitacions i determinarà les unitats mínimes cartografiades mitjançant un SIG (p.ex. Gilvear et al., 2000). La detecció de canvis en la forma del canal també ha estat el focus de recerca de diversos estudis en el camp de la geomorfologia fluvial (p.ex. Ferguson i Werritty, 2009; Lapointe i Carson, 1986; Batalla et al., 2018).

Encara que existeixen diversos mètodes per a l'estudi de l'estat hidro-sedimentari en sistemes fluvials (p.ex. Richter et al., 1996; Raven et al., 1997; Mathews i Richter, 2007; Ollero et al., 2008; Alber i Piégay, 2011; Rinaldi, 2003; Lobera et al., 2015), la integració de mètodes per la cerca de relacions causa-efecte (i.e. impacte-canvi) que s'ha aplicat en aquesta tesi es considera novadora en el camp de la geomorfologia fluvial.

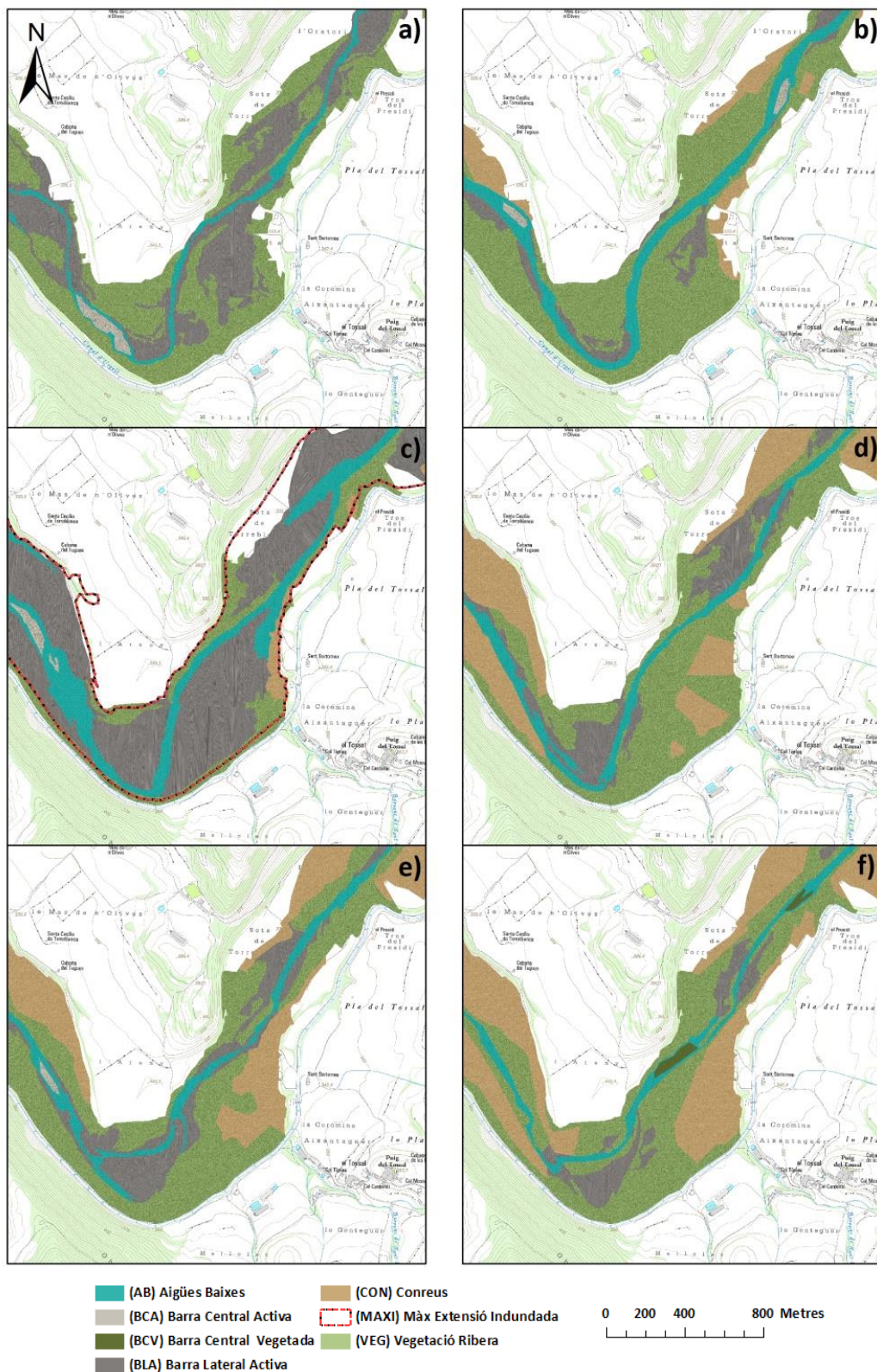


Figura 56. Exemple de la cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre el paratge de l'Areny i 200 metres aigua avall del pont de Torreblanca (Ponts), referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge del (a) 1956 i del (f) 2008 s'observa una pèrdua important d'àrees sedimentàries actives (i.e. barres) i una reducció de la superfície activa de la llera a causa de la intrusió de la vegetació de ribera i de conreus. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges. (Extret de: Tuset et al., 2015).

## 6.2 CONCLUSIONS

Aquesta tesi analitza la dinàmica hidro-sedimentària a múltiples escales espacials i temporals en dues conques de drenatge Mediterrànies, una amb una dinàmica natural i l'altra afectada per embassaments. Els resultats corroboren la totalitat de les hipòtesis de treball plantejades al capítol 1, tot i que la corroboració de la hipòtesis 1 es considera parcial. Les principals conclusions de la tesi són:

1. La quantitat, la intensitat, la variabilitat i la localització de la precipitació controlen la generació de l'escolament. Tot i això, la majoria de les variables que conformen la resposta hidrològica de la Ribera Salada, sobretot durant la tardor i la primavera, estan també controlades pel cabal de base abans de les crescudes. En canvi, els processos erosius i el transport de sediments estan fortament relacionats amb la magnitud de les riuades i el volum d'escolament d'aquestes, així com amb la disponibilitat de sediments que, a la vegada, presenta una estacionalitat molt marcada (d'acord parcialment amb la hipòtesi 1).

2. La relació entre el transport de sediments en suspensió i el cabal a la conca de la Ribera Salada no és lineal, s'observa un patró de producció-sedimentació-esgotament de sediments a escala anual. Aquest cicle està controlat per la disponibilitat de sediments, per les àrees font de sediment (i.e. llera, marges fluvials i camps de conreu), i per l'escolament. La disponibilitat de sediments varia al llarg de l'any: (i) a finals de tardor i durant tot l'hivern la conca es troba en una situació sedimentàriament deficitària, fet que es manifesta en una manca de resposta sedimentària a l'augment del cabal); (ii) a la primavera la producció i transferència de sediments és màxima ja que la quantitat de sediments disponible a la llera i als marges ha augmentat durant l'hivern degut al gel-desgel i; (iii) a l'estiu i al principi de la tardor els camps de conreu són la principal font de sediments ja que els sòls queden desprotegits després de la sega. En conjunt la variabilitat de la precipitació (i.e. intensitat i distribució) determina la resposta hidrològica de la conca, que a la vegada controla l'erosió i la competència hidràulica (d'acord amb la hipòtesi 2).

3. La conca de la Ribera Salada presenta dos règims hidrològics molt contrastats, un de perenne a la capçalera i un d'efímer a la meitat inferior de la conca. La geologia càrstica que forma la capçalera comporta la pèrdua d'una part important de la precipitació que no retorna com a escolament a la conca i controla les principals aportacions d'aigua (i.e. surgències de Can Sala i Sant Quintí amb un 40% de les aportacions totals anuals), garantint un subministrament d'escolament continu durant tot l'any; mentre que l'escolament i els règims a la part baixa està controlada per les aportacions dels afluents durant riuades i per les pèrdues per transmissió a l'aquífer al·luvial. A més a més i de manera global l'activitat sedimentària a la Ribera Salada és escassa, tot i ser una conca mediterrània. La principal aportació de sediments (i.e. 80%) prové

de la part baixa de la conca i es genera durant riuades. Aquesta part de la conca presenta una major disponibilitat de sediments i una major connectivitat entre les fonts de sediments (llera, marges i camps agrícoles) i la xarxa fluvial, mentre que els afluents de capçalera tenen un subministrament de sediments limitat donades les característiques geològiques de la conca (valls fortament incidides en conglomerats amb poques aportacions detrítiques i escasses àrees d'acumulació; d'acord amb la hipòtesi 3).

4. Les preses d'Oliana i Rialb han alterat el règim de cabals al mig del riu Segre, sobretot la magnitud i freqüència de les crescudes. La pèrdua d'energia que aquest fet comporta i el desequilibri sedimentari estructural causat per les preses, exacerbat localment per les extraccions d'àrids, ha generat un dèficit sedimentari crònic i un desequilibri morfo-dinàmic de la llera actual. L'evolució morfològica del riu mostra una tendència a l'estabilització, malgrat la degradació morfològica observada. S'ha pogut corroborar que, malgrat els forts canvis observats, les crescudes continuen controlant l'expansió i la contracció de la llera activa i el dinamisme de les unitats morfològiques i sedimentàries que encara la conformen (d'acord amb la hipòtesi 4).

Finalment, és important assenyalar que el coneixement del balanç de sediments dels afluents no regulats que conflueixen en un embassament (o aigües avall), és important per a determinar la seva inclusió o no en els plans de gestió de sediments dels embassaments. Al mateix temps, el coneixement i comprensió de la dinàmica fluvial dels afluents, permet realitzar un disseny i planificació del pla de gestió de sediments, facilitant l'elecció dels mètodes a aplicar i del millor moment per realitzar el traspàs de sediments amb la màxima eficiència.

### **6.3 LIMITACIONS DE LA TESI**

Tot i l'esforç instrumental i metodològic, aquesta tesi presenta diferents limitacions que cal tenir en compte alhora de valorar els resultats, les conclusions i els possibles futurs treballs.

#### **6.3.1 DISSENY METODOLÒGIC**

La primera part de la tesi és el resultat d'un programa de seguiment hidrològic i sedimentari en un sistema fluvial mesoescalar. Per a l'anàlisi realitzat en els capítols 2 i 3 es va treballar amb tres anys de dades de cabal i transport de sediments prèviament publicades per Vericat i Batalla (2010), mentre que en el capítol 4 es va fer a partir de la recollida de dades en cinc estacions de control durant dos anys. La llargada de la sèrie de dades registrades a la Ribera Salada és limitat, fet que podria condicionar la representativitat dels resultats. Tot i això, les dades de precipitació si que indiquen que el període d'estudi es considera més sec que la mitjana climàtica de la zona.

A més, per a l'anàlisi estadístic del capítol 2, la manca d'un nombre més gran de crescudes durant el període d'estudi no va permetre la realització d'una anàlisi estadística a escala estacional. El mètode d'anàlisi utilitzat (i.e. regressió múltiple) requereix d'un nombre de crescudes que ha de ser superior al nombre de variables que caracteritza cada crescuda. Així, en aquest cas, per futurs treballs es recomana un període de control el més extens o un menor nombre de variables. Tot i això, en base als resultats obtinguts, es conclou que la longitud de les dades no ha estat un obstacle per a obtenir resultats significatius, conclusions interessants i poder validar les hipòtesis de treball plantejades.

Per a l'obtenció de la intensitat de precipitació es van utilitzar les dades obtingudes per cinc pluviòmetres localitzats en diversos punts de la capçalera i de la part central de la conca. No obstant, la part més baixa de la conca, caracteritzada per un clima més sec i continental, no disposava de cap pluviòmetre, deixant aquesta àrea orfe de dades d'intensitat d'elevada resolució temporal. Aquest fet ha comportat la instal·lació i posada en funcionament d'un pluviòmetre a l'estació hidromètrica d'Altés des de l'any 2016, tot i que poder seria necessari disposar d'algun altre pluviòmetre per tal d'avaluar l'exactitud dels mapes de precipitació obtinguts a partir de la informació de radar. Al mateix temps, va quedar pendent incloure un punt de control de nivell d'aigua i de transport de sediments en algun afluent representatiu de la meitat inferior de la conca, fet que ha limitat analitzar més en profunditat la dinàmica hidrològica i sedimentària dels afluents ubicats en aquesta part de la conca. Amb aquestes dades s'hagués pogut construir i calibrar un model hidrològic capaç de quantificar les aportacions anuals dels afluents i, indirectament, el traspàs de recursos hidrològics a l'aqüífer; es tracta sense dubte d'una tasca queda pendent per a futurs treballs.

Per últim, un dels factors que comporta una major producció de sediments a qualsevol conca és la major disponibilitat de sediment i connectivitat entre les fonts de sediments i la xarxa fluvial. Tot i les evidències visuals i morfològiques, una estimació distribuïda de l'Índex de Connectivitat (Cavalli et al., 2013) per tota la conca en un entorn GIS hagués permès una millor comprensió del balanç de sediments i dels processos responsables.

### **6.3.2 ADQUISICIÓ DE DADES**

La mesura del cabal és especialment important en conques experimentals com la Ribera Salada on no es disposa habitualment de seccions fixes de control (p.ex. Canalda, Inglabaga i Altés). En molt casos els sensors mesuren l'altura de l'aigua en llits mòbils i per tant són necessàries mesures directes per a l'establiment relacions entre profunditat i cabal al llarg del temps. Tal i com s'ha discutit anteriorment, aquestes relacions s'han hagut d'actualitzar diverses vegades després de riudes que van alterar la geometria de la llera. Aquest fet va obligar a



actualitzar la topografia de la secció i a la realització de nous aforaments, tot plegat amb l'objectiu de reduir la incertesa associada a la mesura del cabal. Això no treu que, sobretot durant crescudes competents, les mesures de cabal, i al seu torn, les de transport de sediment, disposin de certa incertesa.

Aquesta tesi ha permès avaluar l'ús del radar meteorològic al camp de la Geomorfologia fluvial, amb un grau molt alt de satisfacció. Tot i així, l'adquisició de les dades no és fàcil ni directe degut a l'esforç que suposa el processament de les dades per la administració responsable de l'eina. En aquest sentit, el subministrament de dades de radar per part de l'Agència Catalana de l'Aigua es va interrompre degut a la crisi econòmica. Posteriorment es van sol·licitar dades de radar al Servei Meteorològic de Catalunya que han estat claus per a la elaboració del capítol 4. Aquestes dades disposen d'una millor resolució espacial (1x1 km, respecte el 3x3 km inicials). Malgrat aquest entrebanc, finalment, tot i la diferent font de subministrament de dades, no es va observar cap diferència significativa entre els dos productes.

L'elecció de fotografies aèries per a l'anàlisi de l'evolució morfològica del tram mig del Segre (capítol 5) es troba determinada pel nombre de períodes d'anàlisi i per la seva disponibilitat. La no disponibilitat de fotografies aèries entre el 1956 i el 1977 va ser un punt crític que no va permetre analitzar amb més detall el període durant el qual es va produir potencialment els canvis morfològics més destacats relacionats amb l'entrada en funcionament de l'embassament d'Oliana.

## REFERÈNCIES

- Abo, R.K., Merkel, B.J., 2015. Investigation of the potential surface–groundwater relationship using automated base-flow separation techniques and recession curve analysis in Al Zerba region of Aleppo, Syria. *Arab. J. Geosci.* 8, 10543–10563. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-1965-6>
- ACA (Agència Catalana de l'Aigua), 2016. Inventari de recursos hídrics totals (Annex III). Pla de gestió del districte de conca fluvial de Catalunya (2016-2021). Barcelona.
- ACA (Agència Catalana de l'Aigua), 2014. Sistema de Descàrrega d'Informació del Medi [WWW Document].
- Acuña, V., Datry, T., Marshall, J., Barceló, D., Dahm, C.N., Ginebreda, A., McGregor, G., Sabater, S., Tockner, K., Palmer, M.A., 2014. Why should we care about temporary waterways? *Science* (80-. ). 343, 1080–1081. <https://doi.org/10.1126/science.1246666>
- Akan, O., 2006. Open Channel Hydraulics, First edit. ed, Open Channel Hydraulics. Butterworth-Heinemann, Oxford. <https://doi.org/10.1016/B978-0-7506-6857-6.X5000-0>
- Alatorre, L.C., Beguería, S., Lana-Renault, N., Navas, A., García-Ruiz, J.M., 2012. Soil erosion and sediment delivery in a mountain catchment under scenarios of land use change using a spatially distributed numerical model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 1321–1334. <https://doi.org/10.5194/hess-16-1321-2012>
- Alber, A., Piégay, H., 2011. Spatial disaggregation and aggregation procedures for characterizing fluvial features at the network-scale: Application to the Rhône basin (France). *Geomorphology* 125, 343–360. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.09.009>
- Alcázar, J., Palau, A., 2010. Establishing environmental flow regimes in a Mediterranean watershed based on a regional classification. *J. Hydrol.* 388, 41–51.
- Alexandrov, Y., Laronne, J.B., Reid, I., 2007. Intra-event and inter-seasonal behaviour of suspended sediment in flash floods of the semi-arid northern Negev, Israel. *Geomorphology* 85, 85–97. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.03.013>
- Alhamed, M., 2014. The hydrological and the hydrogeological framework of the Lottenbachtal, Bochum, Germany. *Appl. Water Sci.* 1–14. <https://doi.org/10.1007/s13201-014-0247-x>
- Améztegui, A., Brotons, L., Coll, L., 2010. Land-use changes as major drivers of mountain pine (*Pinus uncinata* Ram.) expansion in the Pyrenees. *Glob. Ecol. Biogeogr.* 19, 632–641.
- Anderl, B., Attmannspacher, W., Schultz, G.A., 1976. Accuracy of reservoir inflow forecasts based on radar rainfall measurements. *Water Resour. Res.* 12, 217–223. <https://doi.org/10.1029/WR012i002p00217>
- Andrews, E.D., 1991. Sediment transport in the Colorado River Basin, in: Council, N.R. (Ed.),

- Colorado River Ecology and Dam Management. The National Academies Press, Washington, DC, pp. 54–74. <https://doi.org/https://doi.org/10.17226/1832>
- Andrews, E.D., 1986. Downstream effects of Flaming Forge Reservoir on the Green River, Colorado and Utah. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 1012–1023. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<1012:DEOFGR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<1012:DEOFGR>2.0.CO;2)
- Armengol, J., Sabater, S., Vidal, A., Sabater, F., 1991. Using the rescaled range analysis for the study of hydrological records: The river Ter as an example. *Oecologia Aquat.* 10, 21–33.
- Arnaez, J., Lasanta, T., Ruiz-Flaño, P., Ortigosa, L., 2007. Factors affecting runoff and erosion under simulated rainfall in Mediterranean vineyards. *Soil Tillage Res.* 93, 324–334. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.still.2006.05.013>
- Aschmann, H., 1973. Distribution and Peculiarity of Mediterranean Ecosystems, in: Castri, F., Mooney, H.A. (Eds.), *Mediterranean Type Ecosystems. Ecological Studies (Analysis and Synthesis)*, Vol 7. Springer, Berlin. [https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-3-642-65520-3\\_2](https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-3-642-65520-3_2)
- Asselman, N.E.M., 2000. Fitting and interpretation of sediment rating curves. *J. Hydrol.* 234, 228–248. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00253-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00253-5)
- Asselman, N.E.M., 1999. Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the River Rhine. *Hydrol. Process.* 13, 1437–1450. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199907\)13:10<1437::AID-HYP821>3.0.CO;2-J](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199907)13:10<1437::AID-HYP821>3.0.CO;2-J)
- Asselman, N.E.M., Middelkoop, H., van Dijk, P.M., 2003. The impact of changes in climate and land use on soil erosion, transport and deposition of suspended sediment in the River Rhine. *Hydrol. Process.* 17, 3225–3244. <https://doi.org/10.1002/hyp.1384>
- Baker, D.B., Richards, R.P., Loftus, T.T., Kramer, J.W., 2004. A new flashiness index: Characteristics and applications to Midwestern rivers and streams. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 40, 503–523. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2004.tb01046.x>
- Balasch, J.C., Batalla, R.J., Poch, R.M., Vericat, D., 2005. Patterns of suspended sediment transport in two forested Mediterranean mountainous basins (Ribera Salada, Catalan Pre-Pyrenees, NE Spain), in: *Geomorphological Processes and Human Impacts in River Basins. IAHS Publ., Solsona*, pp. 131–138.
- Balasch, J.C., Remacha, R., Escorihuela, B., 2006. El riu Segre a Lleida: La morfologia i els cabals, in: Eritja, X. (Ed.), *El Riu Segre: Un Protagonista Anònim*. Pagés Editors, Lleida, pp. 13–32.
- Barnes, B.S., 1939. The structure of discharge-recession curves. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 20, 721–725. <https://doi.org/10.1029/TR020i004p00721>
- Barry, R.G., 2008. *Mountain weather and climate*, Third. ed. Cambridge University Press, Cambridge; UK.

- Batalla, R.J., 2003. Sediment deficit in rivers caused by dams and instream gravel mining: a review with examples from NE Spain. *Cuaternario y Geomorfol. Rev. la Soc. Española Geomorfol. y Asoc. Española para el Estud. del Cuaternario* 17, 79–91.
- Batalla, R.J., Ferrer, C., Martín-Vide, J.P., Rovira, A., 2006a. *Dinàmica hidrosedimentària de la Ribera Salada (Conca del Segre)*. Barcelona.
- Batalla, R.J., Garcia, C., Balasch, J.C., 2005. Total sediment load in a Mediterranean mountainous catchment (the Ribera Salada River, Catalan Pre-Pyrenees, NE Spain). *Zeitschrift für Geomorphol.* 49, 495–514. <https://doi.org/10.1127/zfg/49/2005/495>
- Batalla, Ramon J., Garcia, C., Rovira, A., 2005. Chapter 8 A decade of sediment transport measurements in a large Mediterranean river (the Tordera, Catalan Ranges, NE Spain). *Dev. Earth Surf. Process.* 7, 117–140. [https://doi.org/10.1016/S0928-2025\(05\)80014-8](https://doi.org/10.1016/S0928-2025(05)80014-8)
- Batalla, R.J., Gómez, C.M., Kondolf, G.M., 2004a. Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *J. Hydrol.* 290, 117–136. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.12.002>
- Batalla, R.J., Iroumé, A., Hernández, M., Llena, M., Mazzorana, B., Vericat, D., 2018. Recent geomorphological evolution of a natural river channel in a Mediterranean Chilean basin. *Geomorphology* 303, 322–337. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.12.006>
- Batalla, R.J., Sala, M., Werritty, A., 1995. Sediment budget focused in solid material transport in a subhumid mediterranean drainage-basin. *Zeitschrift für Geomorphol.* 39, 249–264.
- Batalla, R.J., Vericat, D., 2011. An appraisal of the contemporary sediment yield in the Ebro Basin. *J. Soils Sediments* 11, 1070–1081. <https://doi.org/10.1007/s11368-011-0378-8>
- Batalla, Ramon J., Vericat, D., 2011. An appraisal of the contemporary sediment yield in the Ebro Basin. *J. Soils Sediments* 11, 1070–1081. <https://doi.org/10.1007/s11368-011-0378-8>
- Batalla, R.J., Vericat, D., 2009. Hydrological and sediment transport dynamics of flushing flows: Implications for management in large Mediterranean rivers. *River Res. Appl.* 25, 297–314. <https://doi.org/10.1002/rra.1160>
- Batalla, Ramon J, Vericat, D., Gibbins, C.N., Garcia, C., 2010. *Incipient Bed-Material Motion in a Gravel-Bed River : Field Observations and Measurements, Bedload-surrogate Monitoring Technologies: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5091*. U.S. Geological Survey.
- Batalla, R.J., Vericat, D., Gibbins, C.N., García, C., 2010. *Incipient Bed-Material Motion in a Gravel-Bed River: Field Observations and Measurements*.
- Batalla, R.J., Vericat, D., Martínez, T., 2006b. River-channel changes downstream from dams in the lower Ebro River. *Zeitschrift für Geomorphol. Suppl. B* 143, 1–14.
- Batalla, R.J., Vericat, D., Tena, A., 2004b. The fluvial geomorphology of the lower Ebro (2002-

- 2013): Bridging gaps between management and research. *Cuad. Investig. Geogràfica* 40, 29–51.
- Beguería, S., García-Ruiz, J.M., Lorente, A., López-Moreno, J.I., Seeger, M., 2003. Assessing the Effect of Climate Oscillations and Land-use Changes on Streamflow in the Central Spanish Pyrenees. *Ambio* 32, 283–286.
- Beguería, S., López-Moreno, J.A., Gómez-Villar, A., Rubio, V., Lana-Renault, N., García-Ruiz, J.M., 2006. Pluvial adjustments to soil erosion and plant cover changes in the central Spanish Pyrenees. *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.* 88, 177–186. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2006.00293.x>
- Béjar, M., Vericat, D., Batalla, R.J., Gibbins, C.N., 2018a. Variation in flow and suspended sediment transport in a montane river affected by hydropeaking and instream mining. *Geomorphology* 310, 69–83. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.03.001>
- Béjar, M., Vericat, D., Nogales, I., Gallart, F., Batalla, R.J., 2018b. Efectos de las extracciones de áridos sobre el transporte de sedimentos en suspensión en ríos de montaña (alto río Cinca, Pirineo Central). *Cuad. Investig. Geogràfica* 44, 641–658. <https://doi.org/http://doi.org/10.18172/cig.3256>
- Blenkinsop, S., Fowler, H.J., 2007. Changes in European drought characteristics projected by the PRUDENCE regional climate models. *Int. J. Climatol.* 25, 1595–1610. <https://doi.org/10.1002/joc.1538>
- Boix-Fayos, C., Barberá, G.G., López-Bermúdez, F., Castillo, V.M., 2007. Effects of check dams, reforestation and land-use changes on river channel morphology: Case study of the Rogativa catchment (Murcia, Spain). *Geomorphology* 91, 103–123. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.003>
- Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Calvo-Cases, A., Castillo, V., Albaladejo, J., 2005. Concise review of interrill erosion studies in SE Spain (Alicante and Murcia): erosion rates and progress of knowledge from the 1980s. *L. Degrad. Dev.* 16, 517–528. <https://doi.org/10.1002/ldr.706>
- Borga, M., Stoffel, M., Marchi, L., Marra, F., Jakob, M., 2014. Hydrogeomorphic response to extreme rainfall in headwater systems: Flash floods and debris flows. *J. Hydrol.* 518, 194–205. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.05.022>
- Borland, W.M., 1971. Reservoir Sedimentation, in: Shen, H.W. (Ed.), *River Mechanics*. Water Resources Publication, Forth Collins.
- Bos, M., J., R., Clemmens, A., 1986. *Aforadores de caudal para canales abiertos*. Publication 38 ILRI, Wageningen, The Netherlands.
- Boyce, R.C., 1975. SEDIMENT ROUTING WITH SEDIMENT-DELIVERY RATIOS. *Sediment-Yield*

- Work. Present Prospect. Technol Predict Sediment Yields Sources, Proc, USDA Sediment Lab,.
- Bracken, L.J., Turnbull, L., Wainwright, J., Bogaart, P., 2015. Sediment connectivity: A framework for understanding sediment transfer at multiple scales. *Earth Surf. Process. Landforms* 40, 177–188. <https://doi.org/10.1002/esp.3635>
- Brasington, J., Richards, K., 2000. Turbidity and suspended sediment dynamics in small catchments in the Nepal Middle Hills. *Hydrol. Process.* 14, 2559–2574. [https://doi.org/10.1002/1099-1085\(20001015\)14:14<2559::AID-HYP114>3.0.CO;2-E](https://doi.org/10.1002/1099-1085(20001015)14:14<2559::AID-HYP114>3.0.CO;2-E)
- Bronstert, A., de Araújo, J.C., Batalla, R.J., Costa, A.C., Delgado, J.M., Francke, T., Foerster, S., Guentner, A., López-Tarazón, J.A., Mamede, G.L., Medeiros, P.H., Mueller, E., Vericat, D., 2014. Process-based modelling of erosion, sediment transport and reservoir siltation in mesoscale semi-arid catchments. *J. Soils Sediments*. <https://doi.org/10.1007/s11368-014-0994-1>
- Brooks, R.T., 2009. Potential impacts of global climate change on the hydrology and ecology of ephemeral freshwater systems of the forests of the northeastern United States. *Clim. Change* 95, 469–483. <https://doi.org/10.1007/s10584-008-9531-9>
- Brown, C.B., 1943. Discussion of Sedimentation in Reservoirs, in: Witzig, J. (Ed.), *American Society of Civil Engineers*, 69. pp. 1493–1500.
- Brown, L.C., Foster, G.R., 1987. Storm Erosivity using Idealized Intensity Distributions. *Trans. ASAE* 30, 379–386.
- Bruijnzeel, L.A., 2004. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soils for the trees? *Agriculture, Ecosystems and Environment* 104: 185-228. *Agric. Ecosyst. Environ.* 104, 185–228. [https://doi.org/Doi 10.1016/J.Agee.2004.01.015](https://doi.org/Doi%2010.1016/J.Agee.2004.01.015)
- Brune, G. M., 1953. Trap efficiency of reservoirs. *Trans. Am. Geophys. Union* 34, 407–418.
- Brune, Gunnar M., 1953. Trap efficiency of reservoirs. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 34, 407–418. <https://doi.org/10.1029/TR034i003p00407>
- Buendia, C., Batalla, R.J., Sabater, S., Palau, A., Marcé, R., 2016a. Runoff Trends Driven by Climate and Afforestation in a Pyrenean Basin. *L. Degrad. Dev.* 27, 823–838. <https://doi.org/10.1002/lldr.2384>
- Buendia, C., Bussi, G., Tuset, J., Vericat, D., Sabater, S., Palau, A., Batalla, R.J., 2016b. Effects of afforestation on runoff and sediment load in an upland Mediterranean catchment. *Sci. Total Environ.* 540, 144–157. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.005>
- Buendia, C., Herrero, A., Sabater, S., Batalla, R.J., 2016c. An appraisal of the sediment yield in western Mediterranean river basins. *Sci. Total Environ.* 572, 538–553. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.08.065>

- Buendia, C., Vericat, D., Batalla, R.J., Gibbins, C.N., 2016d. Temporal Dynamics of Sediment Transport and Transient In-channel Storage in a Highly Erodible Catchment. *L. Degrad. Dev.* 27, 1045–1063. <https://doi.org/10.1002/ldr.2348>
- Bull, W.B., 1991. *Geomorphic responses to climatic change*. Oxford University Press, New York.
- Bunte, K., Abt, S.R., 2001. *Sampling Surface and Subsurface Particle-size Distributions in Wadable Gravel- and Cobble-bed Streams for Analyses in Sediment Transport, Hydraulics, and Streambed Monitoring, General Technical Report RMRS*. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, Fort Collins.
- Butcher, D.P., Claydon, J., Labadz, J.C., Pattinson, V.A., Potter, A.W.R., White, P., 1992. Reservoir Sedimentation and Colour Problems in Southern Pennine Reservoirs. *J. Inst. Water Environ. Manag.* 6, 418–431. <https://doi.org/10.1111/j.1747-6593.1992.tb00771.x>
- Calbó, J., Sanchez-Lorenzo, A., Barrera-Escoda, A., Cunillera, J., 2012. Climate change projections for Catalonia (NE Iberian Peninsula). Part II: Integrating several methodologies. *Tethys* 9, 13–24. <https://doi.org/10.3369/tethys.2012.9.02>
- Cammeraat, E.L.H., 2004. Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain. *Agric. Ecosyst. Environ.* 104, 317–332. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2004.01.032>
- Campy, M., Macaire, J., 1989. *Geologie des formations superficielles*. Masson, Paris.
- Casas, M.C., Cunillera, J., Amo, X., Herrero, M., Ninyerola, M., Pons, X., Redaño, A., Rius, A., Rodríguez, R., 2005. Mapes de precipitació màxima diària esperada a Catalunya per a diferents períodes de retorn.
- CEDEX (Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas), 2016. Anuario de Aforos 2012 - 2013 [WWW Document]. Cent. Estud. Hidrográficos.
- CEDEX (Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas), 2014. Mapa de caudales máximos en régimen natural [WWW Document]. Sist. Nac. Cartogr. Zo. Inundables. URL <https://www.miteco.gob.es/es/agua/temas/gestion-de-los-riesgos-de-inundacion/snczi/mapa-de-caudales-maximos/> (accessed 11.13.19).
- CENMA/IEA, C. d'Estudis de la N. de la M. d'Andorra de l'Institut d'Estudis A., 2012. Mapa de Cobertes del Sòl d'Andorra (2012) [WWW Document]. Inst. d'Estudis Andorrans. URL <https://www.iea.ad/mapa-de-cobertes-del-sol-d-andorra-2012> (accessed 10.1.19).
- Cerdà, A., Doerr, S.H., 2008. The effect of ash and needle cover on surface runoff and erosion in the immediate post-fire period. *CATENA* 74, 256–263. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.03.010>
- Cerdà, A., Lasanta, T., 2005. Long-term erosional responses after fire in the Central Spanish Pyrenees: 1. Water and sediment yield. *CATENA* 60, 59–80.

- <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.catena.2004.09.006>
- Charlton, R., 2008. *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge, Abingdon, Oxon; New York, NY.
- CHE (Confederación Hidrográfica del Ebro), 2013. Sistema de Información Territorial del Ebro (SITEbro) [WWW Document].
- Chien, N., 1985. Changes in river regime after the construction of upstream reservoirs. *Earth Surf. Process. Landforms* 10, 143–159. <https://doi.org/10.1002/esp.3290100207>
- Chu, T.W., Shirmohammadi, A., 2004. Evaluation of the SWAT model's hydrology component in the Piedmont physiographic region of Maryland. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.* 47, 1057–1073. <https://doi.org/10.13031/2013.16579>
- Church, M., 2006. Bed Material Transport and the Morphology of Alluvial River Channels. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 34, 325–354.
- Church, M.A., McLean, D.G., Wolcott, J.F., 1987. River bed gravels: sampling and analysis, in: *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers*.
- Churchill, M.A., 1948. Discussion of "Analysis and Use of Reservoir Sedimentation Data, in: Gottschalk, L.C. (Ed.), *Federal Interagency Sedimentation Conference*. Denver, pp. 139–140.
- Clausen, B., Biggs, B.J.F., 2000. Flow variables for ecological studies in temperate streams: Groupings based on covariance. *J. Hydrol.* 237, 184–197. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00306-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00306-1)
- Coll, J., 2010. Desenvolupament i aplicació d'una metodologia per a la reconstrucció de camps de pluja diaris sobre tot Catalunya des de l'any 1941 fins al 2010. Universitat Politècnica de Catalunya.
- Coll, J., Llorc, X., Berenguer, M., Sempere-Torres, D., Garcia, J., Velasco, E., 2010. Historical reconstruction of daily rainfall maps over Catalunya., in: *International Workshop on EU Flood Directive Implementation in Mediterranean Zone: Tools and Challenges for Efficient Risk Management*. Barcelona.
- Communities European, 2003. COMMON IMPLEMENTATION STRATEGY FOR THE WATER FRAMEWORK DIRECTIVE (2000/60/EC), Guidance Document No 11. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Conacher, A.J., Sala, M. (Eds.), 1998. *Land Degradation in Mediterranean Environments of the World: Nature and Entent, Causes and Solutions*. Chichester ; New York.
- Conesa, C., Pérez, P., 2014. Alteraciones geomorfológicas recientes en los sistemas fluviales mediterráneos de la Península Ibérica: Síntomas y problemas de incisión en los cauces. *Rev. Geogr. Norte Gd.* 59, 25–44. <https://doi.org/10.4067/S0718-34022014000300003>



- Copp, G.H., 1989. THE HABITAT DIVERSITY AND FISH REPRODUCTIVE FUNCTION OF FLOODPLAIN ECOSYSTEMS. *Environ. Biol. FISHES* 26, 1–27. <https://doi.org/10.1007/BF00002472>
- Corral, C., Velasco, D., Forcadell, D., Sempere-Torres, D., Velasco, E., 2009. Advances in radar-based flood warning systems . The EHIMI system and the experience in the Besòs flash-flood pilot basin. *Flood Risk Manag. Res. Pract. Ext. Abstr. Vol. 332 Pages Full Pap. CDROM* 1772 Pages.
- Cosandey, C.M., 1988. Etude de la formation de l'écoulement rapide de crue dans un petit bassin-versant forestier breton. *Houille Blanche* 60, 177–186 (N. F., suppl.). <https://doi.org/10.1051/lhb/1988030>
- Cosandey, C.M., 1980. Les ' crues ' d'ete en foret de Carnoet. Etude du ruissellement d'ete dans un petit bassin versant forstier, sous climat oceanique. Actes du Colloq. d'hydrologie "prevision des debits" Paris, fevrier 1979, (Cahiers Geogr. Phys. Lille, Vol. 4) 4, 49–54.
- Costigan, K.H., Kennard, M.J., Leigh, C., Sauquet, E., Datry, T., Boulton, A.J., 2017. Flow Regimes in Intermittent Rivers and Ephemeral Streams (No. Investigations Report 2005-519), *Intermittent Rivers and Ephemeral Streams: Ecology and Management*. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-803835-2.00003-6>
- Crozzoli, L., Batalla, R.J., 2003. Aplicación de la fotografía al análisis granulométrico de ríos con lecho de gravas. *Rev. C. G.* 17, 29–39.
- Curtis, W.F., Culbertson, J.K., Chase, E.B., 1973. Fluvial-sediment discharge to the oceans from the conterminous United States. *US Geol. Surv. Circ.* 670.
- Cuttelod, A., García, N., Abdul Malak, D., Temple, H., Katariya, V., 2008. The Mediterranean: a biodiversity hotspot under threat, in: Vié, J.C., Hilton-Taylor, C., Stuart, S.N. (Eds.), *The 2008 Review of The IUCN Red List of Threatened Species*. IUCN, Gland, Switzerland, p. 16.
- Dang, M.H., Umeda, S., Yuhi, M., 2013. Human impact on morphology and sediment budget in the Tedorí River, Japan, in: Fukuoka et al. (Ed.), *Advances in River Sediment Research*. CRC Press, Boca Raton, pp. 289–297.
- de Vente, J., Poesen, J., 2005. Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Rev.* 71, 95–125. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.02.002>
- de Vente, J., Poesen, J., Arabkhedri, M., Verstraeten, G., 2007. The sediment delivery problem revisited. *Prog. Phys. Geogr.* 31, 155–178. <https://doi.org/10.1177/0309133307076485>
- Dedkov, A.P., 2004. The relationship between sediment yield and drainage basin area, in: Golosov, V., Belyaev, V., Walling, D.E. (Eds.), *Sediment Transfer Through the Fluvial System*. IAHS Press, No. 288., Moscow, pp. 197–204.
- Dedkov, A.P., Moszherin, V.I., 1992. Erosion and sediment yield in mountain regions of the

- world. Eros. Debris Flows Environ. Mt. Reg. 29–36.
- Dedkov, A.P., Mozherin, V.I., 1996. Erosion and sediment yield on the earth, in: Walling, D.E., Webb, B.W. (Eds.), IAHS-AISH Publication. IAHS Press, No. 236., WALLINGFORD, pp. 29–33.
- Dell, B., Havel, J.J., Malajczuk, N., 1989. The Jarrah Forest: A Complex Mediterranean Ecosystem, *The Journal of Applied Ecology*. Kluwer, Boston. <https://doi.org/10.2307/2404581>
- Dendy, F.E., 1974. SEDIMENT TRAP EFFICIENCY OF SMALL RESERVOIRS. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.* 17, 898–988. <https://doi.org/10.13031/2013.36994>
- Deutsch, C. V., Journel, A.G., 1998. GSLIB: geostatistical software library and user's guide. Second edition, Second Edi. ed, GSLIB: geostatistical software library and user's guide. Oxford University Press, New York. <https://doi.org/10.1080/00401706.1995.10485913>
- Díaz, V., Mongil, J., Navarro, J., 2014. Propuesta de una nueva metodología para determinar la efectividad de los diques en la retención de sedimentos. *Cuad. Investig. Geográfica* 40, 169–190.
- Dieckmann, H., Motzer, J., Seuffert, O., Harres, H., 1989. Vegetation vs. erosion. The example of the Pixinamanna catchment in southern Sardinia. *GeoiSko Plus* 2.
- Dietrich, W.E., Dunne, T., 1978. Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd.* 29, 191–206.
- Dietrich, W.E., Dunne, T., Humphrey, N.F., Reid, L.M., 1982. Construction of sediment budgets for drainage basins, in: Swanson, F.J., Janda, R.J., Dunne, T., Swanston, D.N. (Eds.), *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*. General Technical Report PNW-141. U.S. Forest Service, pp. 5–23.
- DMAH, 2004. *Classificació dels usos del sòl a Catalunya 2002* [WWW Document].
- Dodds, W.K., 1997. Distribution of Runoff and Rivers Related to Vegetative Characteristics, Latitude, and Slope: A Global Perspective. *J. North Am. Benthol. Soc.* 16, 162–168. <https://doi.org/10.2307/1468248>
- Douglas, I., Bidin, K., Balamurugan, G., Chappell, N.A., Walsh, R.P.D., Greer, T., Sinun, W., 1999. The role of extreme events in the impacts of selective tropical forestry on erosion during harvesting and recovery phases at Danum Valley, Sabah. *Philos. Trans. R. Soc. B Biol. Sci.* 354, 1749–1761. <https://doi.org/10.1098/rstb.1999.0518>
- Dunne, T., Leopold, L.B., 1978. Water in environmental planning, Other Information: From review by Graham Tobin, Univ. of Iowa, *Environ. Prof.*, Vol.1, No. 4, 261(1978).
- Egiazaroff, I. V., 1965. Calculation of nonuniform sediment concentrations. *J. Hydraul. Div. ASCE* 91, 225–248.
- Esteves, M., Legout, C., Navratil, O., Evrard, O., 2019. Medium term high frequency observation of discharges and suspended sediment in a Mediterranean mountainous catchment. *J.*

- Hydrol. 568, 562–574. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.10.066>
- Estrany, J., Garcia, C., Batalla, R.J., 2010. Hydrological response of a small mediterranean agricultural catchment. *J. Hydrol.* 380, 180–190. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.10.035>
- Estrany, J., Garcia, C., Batalla, R.J., 2009. Suspended sediment transport in a small Mediterranean agricultural catchment. *Earth Surf. Process. Landforms* 34, 929–940. <https://doi.org/10.1002/esp.1777>
- Estruch, J., 2001. Informació del territori i càlcul de l'escolament superficial mitjançant el model HEC-1. Aplicació al mapa de sòls 1:50.000 de la conca de Canalda (el Solsonès). *Butlletí la Inst. Catalana d'Història Nat.* 69, 95–116. <https://doi.org/10.2436/bichn.vi.8969>
- European Environment Agency, 2010. Corine Land Cover 2006 (raster 250m) - version 13 [WWW Document]. *Eur. Environ. Agency.* URL <https://sdi.eea.europa.eu/catalogue/srv/api/records/c70a3b67-1d4b-4b3e-b161-d5bb063995ea> (accessed 10.1.19).
- Farguell, Q., Sala, M., 2005. Seasonal suspended sediment concentrations and their relationship with discharge in the Anoia River basin, NE Spain., in: *Geomorphological Processes and Human Impacts in River Basins*. IAHS Publications, Solsona, Catalonia, Spain, p. 299.
- Fendeková, M., Fendek, M., 2012. Groundwater Drought in the Nitra River Basin - Identification and Classification. *J. Hydrol. Hydromechanics* 60, 185–193. <https://doi.org/10.2478/v10098-012-0016-1>
- Fenner, P., Brady, W.W., Patton, D.R., 1985. Effects of regulated water flows on regeneration of Fremont cottonwood. *J. Range Manag.* 38, 135–138.
- Ferguson, R.I., 1987. Accuracy and precision of methods for estimating river loads. *Earth Surf. Process. Landforms* 12, 95–104. <https://doi.org/10.1002/esp.3290120111>
- Ferguson, R.I., Werritty, A., 2009. Bar Development and Channel Changes in the Gravelly River Feshie, Scotland, in: *Collinson, J., Lewin, J. (Eds.), Modern and Ancient Fluvial Systems*. Blackwell ScientiWc Publications, Oxford, pp. 181–194. <https://doi.org/10.1002/9781444303773.ch14>
- Fiener, P., Auerswald, K., 2009. Spatial variability of rainfall on a sub-kilometre scale. *Earth Surf. Process. Landforms* 34, 848–859. <https://doi.org/10.1002/esp.1779>
- Fleckenstein, J., Anderson, M., Fogg, G., Mount, J., 2004. Managing surface water-groundwater to restore fall flows in the Cosumnes River. *J. Water Resour. Plan. Manag.* 130, 301–310. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9496\(2004\)130:4\(301\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9496(2004)130:4(301))
- Francke, T., López-Tarazón, J.A., Vericat, D., Bronstert, A., Batalla, R.J., 2008. Flood-based analysis of high-magnitude sediment transport using a non-parametric method. *Earth Surf.*

- Process. Landforms 33, 2064–2077. <https://doi.org/10.1002/esp.1654>
- Froehlich, W., Starkel, L., 1995. The response of slope and channel systems to various types of extreme rainfall: A comparison between the temperate zone and humid tropics. *Geomorphology* 11, 337–345. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(94\)00079-7](https://doi.org/10.1016/0169-555X(94)00079-7)
- Frot, E., van Wesemael, B., Benet, A.S., House, M.A., 2008. Water harvesting potential in function of hillslope characteristics: A case study from the Sierra de Gador (Almeria province, south-east Spain). *J. Arid Environ.* 72, 1213–1231. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2007.12.009>
- Fulton, R. a., Breidenbach, J.P., Seo, D.-J., Miller, D. a., O'Bannon, T., 1998. The WSR-88D Rainfall Algorithm. *Weather Forecast.* 13, 377–395. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1998\)013<0377:TWRA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1998)013<0377:TWRA>2.0.CO;2)
- Gallart, F., Latron, J., Llorens, P., Rabada, D., 1997. Hydrological functioning of Mediterranean mountain basins in Vallcebre, Catalonia: Some challenges for hydrological modelling. *Hydrol. Process.* 11, 1263–1272. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199707\)11:9<1263::AID-HYP556>3.3.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199707)11:9<1263::AID-HYP556>3.3.CO;2-N)
- Gallart, F., Llorens, P., 2004. Observations on land cover changes and water resources in the headwaters of the Ebro catchment, Iberian Peninsula. *Phys. Chem. Earth* 29, 769–773. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2004.05.004>
- Gallart, F., Llorens, P., 2003. Catchment Management under Environmental Change: Impact of Land Cover Change on Water Resources. *Water Int.* 28, 334–340. <https://doi.org/10.1080/02508060308691707>
- Gallart, F., Llorens, P., 2002. La cubierta forestal de la cuenca del Ebro: Caracterización espacio-temporal y afección en la disminución de recursos hídricos. Zaragoza.
- Gallart, F., Llorens, P., 2001. Water resources and environmental change in Spain. A key issue for sustainable integrated catchment management. *Cuad. Investig. Geográfica* 27, 7–16. <https://doi.org/10.18172/cig.1109>
- Gallart, F., Llorens, P., Latron, J., Regüés, D., 2002. Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 6, 527–537. <https://doi.org/10.5194/hess-6-527-2002>
- Galster, J.C., Pazzaglia, F.J., Hargreaves, B.R., Morris, D.P., Peters, S.C., Weisman, R.N., 2006. Effects of urbanization on watershed hydrology: The scaling of discharge with drainage area. *Geology* 34, 713–716. <https://doi.org/10.1130/G22633.1>
- García-Ruiz, J.M., 2010. The effects of land uses on soil erosion in Spain: A review. *CATENA* 81, 1–11. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.01.001>
- García-Ruiz, J.M., Alatorre, L.C., Gómez-Villar, A., Beguería, S., 2010. Upstream and downstream

- effects of check dams in braided rivers, Central Pyrenees, in: Consesa, C., Aristide, M. (Eds.), *Check Dams, Morphological Adjustments and Erosion Control in Torrential Streams*. Nova Science Publishers, pp. 307–322.
- García-Ruiz, J.M., Arnaez, J., Begueria, S., Seeger, M., Marti-Bono, C., Regues, D., Lana-Renault, N., White, S., 2005. Runoff generation in an intensively disturbed, abandoned farmland catchment, Central Spanish Pyrenees. *Catena* 59, 79–92. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2004.05.006>
- García-Ruiz, J.M., Lasanta, T., Ruiz-Flano, P., Ortigosa, L., White, S., González, C., Martí, C., 1996. Land-use changes and sustainable development in mountain areas: A case study in the Spanish Pyrenees. *Landsc. Ecol.* 11, 267–277. <https://doi.org/10.1007/BF02059854>
- García-Ruiz, J.M., López-Moreno, I.I., Vicente-Serrano, S.M., Lasanta-Martínez, T., Beguería, S., 2011. Mediterranean water resources in a global change scenario. *Earth-Science Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.01.006>
- García-Ruiz, J.M., López-Moreno, J.I., Lasanta, T., Vicente-Serrano, S.M., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Sanjuán, Y., Beguería, S., Nadal-Romero, E., Lana-Renault, N., Gómez-Villar, A., 2015. Los efectos geocológicos del cambio global en el pirineo central español: Una revisión a distintas escalas espaciales y temporales. *Pirineos* 170. <https://doi.org/10.3989/Pirineos.2015.170005>
- García-Ruiz, J.M., Regüés, D., Alvera, B., Lana-Renault, N., Serrano-Muela, P., Nadal-Romero, E., Navas, A., Latron, J., Martí-Bono, C., Arnáez, J., 2008. Flood generation and sediment transport in experimental catchments affected by land use changes in the central Pyrenees. *J. Hydrol.* 356, 245–260. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.04.013>
- García-Ruiz, J.M., White, S.U.E., Lasanta, T., Marti, C., Gonzalez, C., Errea, M.P., Valero-Garcés, B., Ortigosa, L., 1997. Assessing the effects of land-use changes on sediment yield and channel dynamics in the central Spanish Pyrenees, in: Walling, D.E., Probst, J. (Ed.), *Human Impact on Erosion and Sedimentation*, Int Assoc Hydrological Sciences. IAHS Publication, Wallingford, pp. 151–158.
- García, C., Amengual, A., Homar, V., Zamora, A., 2017. Losing water in temporary streams on a Mediterranean island: Effects of climate and land-cover changes. *Glob. Planet. Change* 148, 139–152. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.11.010>
- Garg, V., Jothiprakash, V., 2008. Estimation of useful life of a reservoir using sediment trap efficiency. *J. Spat. Hydrol.* 8, 1–14.
- Gasith, A., Resh, V.H., 1999. STREAMS IN MEDITERRANEAN CLIMATE REGIONS: Abiotic Influences and Biotic Responses to Predictable Seasonal Events. *Resh Source Annu. Rev. Ecol. Syst.* 30, 51–81. <https://doi.org/10.1146/annurev.ecolsys.30.1.51>

- Gil, R., Núñez, I., 2003. Estudio hidrogeológico de la sierra de Odèn-Port del Comte (Solsonès, Lleida). 37th Course of CIHS Foundation.
- Gill, M.A., 1979. Sedimentation and Useful Life of Reservoirs. *J. Hydrol.* 44, 89–95.
- Gilvear, D., Winterbottom, S., Sickingabula, H., 2000. Character of channel planform change and meander development: Luangwa River, Zambia. *Earth Surf. Process. Landforms* 25, 421–436. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(200004\)25:4<421::AID-ESP65>3.0.CO;2-Q](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(200004)25:4<421::AID-ESP65>3.0.CO;2-Q)
- Gilvear, D.J., Bryant, R., 2003. Analysis of aerial photography and other remotely sensed data, in: Kondolf, G.M., Piégay, H. (Eds.), *Tools in Fluvial Geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 135–170.
- Gimenez, R., Casali, J., Grande, I., Diez, J., Campo, M.A., Alvarez-Mozos, J., Goni, M., 2012. Factors controlling sediment export in a small agricultural watershed in Navarre (Spain). *Agric. Water Manag.* 110, 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2012.03.007>
- Giorgi, F., Lionello, P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Glob. Planet. Change*. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.09.005>
- Gómez-Villar, A., Martínez-Castroviejo, R., 1991. Channel degradation as a response to erosion control works: a case study, in: Sala, M., Rubio, J.L. (Eds.), *Soil Erosion Studies in Spain*. Geoforma Edicions, Logroño, pp. 109–122.
- González-Hidalgo, J.C., Echeverría, M.T., 1990. Cuantificación de procesos de erosión en el semiárido aragonés. Conceptualización e instalación de una estación experimental. *Azara* 21–32.
- Graham, D.J., Reid, I., Rice, S.P., 2005. Automated sizing of coarse-grained sediments: Image-processing procedures. *Math. Geol.* 37, 1–28. <https://doi.org/10.1007/s11004-005-8745-x>
- Gregor, M., 2010. BFI+ 3.0 User's Manual.
- Gregory, K.J., 2006. The human role in changing river channels. *GEOMORPHOLOGY* 79, 172–191. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.018>
- Grenfell, S.E., Ellery, W.N., 2009. Hydrology, sediment transport dynamics and geomorphology of a variable flow river: The Mfolozi River, South Africa. *Water SA* 35, 271–282.
- Growns, J., Marsh, N., 2000. *Characterisation of Flow in Regulated and Unregulated Streams in Eastern Australia*. Canberra.
- Haines, D.A., 1988. A lower atmosphere severity index for wildlife fires. *Natl. Weather Dig.* 13, 23–27.
- Hansen, W.F., 2001. Identifying stream types and management implications. *For. Ecol. Manage.* 143, 39–46. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(00\)00503-X](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(00)00503-X)
- Harrison, D.L., Driscoll, S.J., Kitchen, M., 2000. Improving precipitation estimates from weather radar using quality control and correction techniques. *Meteorol. Appl.* 7, 135–144.

- <https://doi.org/10.1017/S1350482700001468>
- Hasan, M.M., Sharma, A., Johnson, F., Mariethoz, G., Seed, A., 2014. Correcting bias in radar Z-R relationships due to uncertainty in point rain gauge networks. *J. Hydrol.* 519, 1668–1676. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.060>
- He, X., Refsgaard, J.C., Sonnenborg, T.O., Vejen, F., Jensen, K.H., 2011. Statistical analysis of the impact of radar rainfall uncertainties on water resources modeling. *Water Resour. Res.* 47, 1–17. <https://doi.org/10.1029/2011WR010670>
- Heidel, S.G., 1956. The progressive lag of sediment concentration with flood waves. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 37, 56–66. <https://doi.org/10.1029/TR037i001p00056>
- Heinemarm, H.G., 1981. A new sediment trap efficiency curve for small reservoirs. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* 17, 825–830. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1981.tb01304.x>
- Hewlett, J.D., Hibbert, A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas, in: Sopper, W.E., Lull, H. (Eds.), *Forest Hydrology*. Pergamon, Oxford, pp. 275–290.
- Hollis, G.E., 1975. The effect of urbanization on floods of different recurrence interval. *Water Resour. Res.* 11, 431–435. <https://doi.org/10.1029/WR011i003p00431>
- Holtschlag, D.J., 2001. Optimal estimation of suspended-sediment concentrations in streams. *Hydrol. Process.* 15, 1133–1155. <https://doi.org/10.1002/hyp.207>
- Hooke, J.M., 2006. Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology* 79, 311–335. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.036>
- Hudson, P.F., 2003. Event sequence and sediment exhaustion in the lower Panuco Basin, Mexico. *Catena* 52, 57–76. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(02\)00145-5](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00145-5)
- Ibàñez, J.J., Burriel, J.A., 2010. Mapa de cubiertas del suelo de Cataluña: características de la tercera edición y relación con SIOSE, in: Ojeda, J., Pita, M.F., Vallejo, I. (Eds.), *Tecnologías de La Información Geográfica: La Información Geográfica Al Servicio de Los Ciudadanos*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Sevilla., Sevilla, pp. 179–198.
- Ibisate, A., Ollero, A., Díaz, E., 2011. Influence of catchment processes on fluvial morphology and river habitats. *Limnetica*.
- ICGC (Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya), 2019. Descargues [WWW Document]. *Inst. Cart. i Geològic Catalunya*. URL <http://www.icc.cat/appdownloads/> (accessed 6.20.19).
- ICGG, 2019. Mapa geològic de Catalunya 1:250 000. *Cartografia geològica i geotemàtica* [WWW Document]. *Inst. Cart. i Geològic Catalunya*. URL <https://www.icgc.cat/Administracio-i-empresa/Descarregues/Cartografia-geologica-i-geotematica> (accessed 5.7.15).
- ICOLD, 2019. World Register of Large Dams: Update [WWW Document]. *Int. Comm. Large Dams*.

- URL [https://www.icol-d-cigb.org/GB/world\\_register/general\\_synthesis.asp](https://www.icol-d-cigb.org/GB/world_register/general_synthesis.asp)
- ICOLD, 2009. Sedimentation and Sustainable Use of Reservoirs and River Systems, Draft Icold Bulletin.
- ICOLD, 1999. Dealing with Reservoir Sedimentation, Bulletin Number 115. Paris, France,.
- Isaaks, E.H., Srivastava, R.M., 1989. An Introduction to Applied Geostatistics, Computers and Geosciences. Oxford University Press, New York. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(91\)90055-I](https://doi.org/10.1016/0098-3004(91)90055-I)
- Isik, S., 2013. Regional rating curve models of suspended sediment transport for Turkey. Earth Sci. Informatics 6, 87–98. <https://doi.org/10.1007/s12145-013-0113-7>
- Jothityangkoon, C., Sivapalan, M., Farmer, D.L., 2001. Process controls of water balance variability in a large semi-arid catchment: Downward approach to hydrological model development. J. Hydrol. 254, 174–198. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00496-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00496-6)
- Kantoush, S.A., Sumi, T., 2010. River morphology and sediment management strategies for sustainable reservoir in Japan and European Alps. Annu. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ. 53, 821–839.
- Kindswater, C.E., Carter, R.W.C., 1957a. Discharge characteristics of rectangular thin-plate weirs. J. Hydraul. Div. 83, 1–36.
- Kindswater, C.E., Carter, R.W.C., 1957b. Discharge Characteristics of Rectangular Thin-Plate Weirs, in: Proceedings of the American Society of Civil Engineers. Journal of the Hydraulics Division. pp. 1453/1-1453/36.
- Kirpich, Z.P., 1940. Time of concentration of small agricultural watersheds. Civ. Eng 10, 362.
- Klaghofer, E., Summer, W., Villeneuve, J.P., 1992. Some remarks on the determination of the sediment delivery ratio. Int. Association Hydrol. Sci. Publ. 209, 113–118.
- Klein, M., 1984. Anti clockwise hysteresis in suspended sediment concentration during individual storms: Holbeck catchment; Yorkshire, England. Catena 11, 251–257.
- Knighton, D., 1998. Fluvial Forms and Processes: A New Perspective, 2nd ed, Oxford University Press. Oxford University Press, London.
- Kondolf, G., 1994. Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining. Landsc. Urban Plan. 28, 225–243. [https://doi.org/10.1016/0169-2046\(94\)90010-8](https://doi.org/10.1016/0169-2046(94)90010-8)
- Kondolf, G.M., 1997. Hungry water: Effects of dams and gravel mining on river channels. Environ. Manage. <https://doi.org/10.1007/s002679900048>
- Kondolf, G.M., 1994. Environmental planning in regulation and management of instream gravel mining in California. Landsc. Urban Plan. 29, 185–199. [https://doi.org/10.1016/0169-2046\(94\)90027-2](https://doi.org/10.1016/0169-2046(94)90027-2)
- Kondolf, G.M., Batalla, R.J., 2005. Hydrological effects of dams and water diversions on rivers of



- Mediterranean-climate regions: examples from California, in: Garcia, C., Batalla, R.J. (Eds.), *Catchment Dynamics and River Processes. Mediterranean and Other Climate Regions*. Elsevier, pp. 197–211.
- Kondolf, G.M., Gao, Y., Annandale, G.W., Morris, G.L., Jiang, E., Zhang, J., Cao, Y., Carling, P., Fu, K., Guo, Q., Hotchkiss, R., Peteuil, C., Sumi, T., Wang, H.-W., Wang, Z., Wei, Z., Wu, B., Wu, C., Yang, C.T., 2014. Sustainable sediment management in reservoirs and regulated rivers: Experiences from five continents. *Earth's Futur.* 2, 256–280. <https://doi.org/10.1002/2013EF000184>
- Krajewski, W.F., Smith, J.A., 2002. Radar hydrology: Rainfall estimation. *Adv. Water Resour.* 25, 1387–1394. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(02\)00062-3](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00062-3)
- Kronvang, B., Andersen, H.E., Larsen, S.E., Audet, J., 2013. Importance of bank erosion for sediment input, storage and export at the catchment scale. *J. Soils Sediments* 13, 230–241. <https://doi.org/10.1007/s11368-012-0597-7>
- Kundzewicz, Z.W., Mata, L.J., Arnell, N.W., Döll, P., Kabat, B., Jimenez, B., Miller, K.A., Oki, T., Sen, Z., Shiklomanov, I.A., 2007. Freshwater resources and their management, in: Parry, M.L., Canziani, F., Palutikof, J.P., Van der Linden, P.J., Hanson, E.D. (Eds.), *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution Of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 173–210.
- Lacey, G.C., Grayson, R.B., 1998. Relating baseflow to catchment properties in south-eastern Australia. *J. Hydrol.* 204, 231–250. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00124-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00124-8)
- Lake, P.S., Palmer, M.A., Biro, P., Cole, J., Covich, A.P., Dahm, C., Gibert, J., Goedkoop, W., Martens, K., Verhoeven, J., 2000. Global Change and the Biodiversity of Freshwater Ecosystems: Impacts on Linkages between Above-Sediment and Sediment Biota. *Bioscience* 50, 1099–1107. [https://doi.org/10.1641/0006-3568\(2000\)050\[1099:gcatbo\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1641/0006-3568(2000)050[1099:gcatbo]2.0.co;2)
- Lana-Renault, Noemí, Latron, J., Regüés, D., 2007. Streamflow response and water-table dynamics in a sub-Mediterranean research catchment (Central Pyrenees). *J. Hydrol.* 347, 497–507. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.09.037>
- Lana-Renault, N., Nadal-Romero, E., Serrano-Muela, M.P., Alvera, B., Sánchez-Navarrete, P., Sanjuan, Y., García-Ruiz, J.M., 2014. Comparative analysis of the response of various land covers to an exceptional rainfall event in the central Spanish Pyrenees, October 2012. *Earth Surf. Process. Landforms* 39, 581–592. <https://doi.org/10.1002/esp.3465>
- Lana-Renault, N., Regues, D., Marti-Bono, C., Begueria, S., Latron, J., Nadal, E., Serrano, P., García-Ruiz, J.M., 2007. Temporal variability in the relationships between precipitation,

- discharge and suspended sediment concentration in a small Mediterranean mountain catchment. *Nord. Hydrol.* 38, 139–150. <https://doi.org/10.2166/nh.2007.003>
- Lane, E.W., 1955. The Importance of Fluvial Morphology in Hydraulic Engineering. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.* 81, 717–745.
- Langbein, W.B., Schumm, S.A., 1958. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union.* <https://doi.org/10.1029/TR039i006p01076>
- Lapointe, M.F., Carson, M.A., 1986. Migration Patterns of an Asymmetric Meandering River: The Rouge River, Quebec. *Water Resour. Res.* 22, 731–743. <https://doi.org/10.1029/WR022i005p00731>
- Larned, S.T., Datry, T., Arscott, D.B., Tockner, K., 2010. Emerging concepts in temporary-river ecology. *Freshw. Biol.* 55, 717–738. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2009.02322.x>
- Latron, J., Soler, M., Llorens, P., Gallart, F., 2008. Spatial and temporal variability of the hydrological response in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Hydrol. Process.* 22, 775–787. <https://doi.org/10.1002/hyp.6648>
- Lauscher, F., 1976. Weltweite Typen der Höhenabhängigkeit des Niederschlags. *Wetter und Leb.* 28, 80–90.
- Lawler, D. M., Petts, G.E., Foster, I.D.L., Harper, S., 2006. Turbidity dynamics during spring storm events in an urban headwater river system: The Upper Tame, West Midlands, UK. *Sci. Total Environ.* 360, 109–126. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2005.08.032>
- Lawler, D M, Petts, G.E., Foster, I.D.L., Harper, S., 2006. Turbidity dynamics during spring storm events in an urban headwater river system: The Upper Tame, West Midlands, UK. *Sci. Total Environ.* 360, 109–126. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2005.08.032>
- Le Houerou, H.N., 1990. Global change: Vegetation, ecosystems, and land use in the southern mediterranean basin by the mid twenty-first century. *Isr. J. Bot.* <https://doi.org/10.1080/0021213X.1990.10677170>
- Lehre, A.K., 1982. Sediment Budget of a Small Coast Range Drainage Basin in North-Central California, in: Swanson, F.J., Janda, R.J., Dunne, T., Swanston, D.N. (Eds.), *Introduction: Workshop on Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest Forest and Range Experiment Station, Portland, p. 165.
- Leijnse, H., Uijlenhoet, R., Stricker, J.N.M., 2007. Rainfall measurement using radio links from cellular communication networks. *Water Resour. Res.* 43. <https://doi.org/10.1029/2006WR005631>
- Lenzi, M.A., Mao, L., Comiti, F., 2003. Interannual variation of suspended sediment load and sediment yield in an alpine catchment. *Hydrol. Sci. J.* 48, 899–916.

- <https://doi.org/10.1623/hysj.48.6.899.51425>
- Leopold, L., 1968. Hydrology for Urban Land Planning - A Guidebook on the Hydrologic Effects of Urban Land Use. *Geol. Surv. Circ.* 554, 1–21.
- Leopold, L.B., Bull, W.B., 1979. Base Level, Aggradation, and Grade. *Proc. Am. Philos. Soc.* 123, 168–202.
- Liébault, F., Piégay, H., 2002. Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. *Earth Surf. Process. Landforms* 27, 425–444. <https://doi.org/10.1002/esp.328>
- Limnos, S.A., 1996. Diagnóstico y gestión ambiental de embalses en el ámbito de la cuenca hidrográfica del Ebro: Embalse de Oliana. Zaragoza.
- Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., 2006. Mediterranean Climate Variability.
- Llena, M., Vericat, D., Martínez-Casasnovas, J.A., Smith, M.W., 2020. Geomorphic adjustments to multi-scale disturbances in a mountain river: A century of observations. *Catena* 192, 104584. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104584>
- Loaiza Usuga, J.C., Pauwels, V.R.N., 2008. Calibration and multiple data set-based validation of a land surface model in a mountainous Mediterranean study area. *J. Hydrol.* 356, 223– 233. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.04.018>
- Lobera, G., Batalla, R.J., Vericat, D., López-Tarazón, J.A., Tena, A., 2016. Sediment transport in two mediterranean regulated rivers. *Sci. Total Environ.* 540, 101–113. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.08.018>
- Lobera, G., Besné, P., Vericat, D., López-Tarazón, J.A., Tena, A., Aristi, I., Díez, J.R., Ibisate, A., Larrañaga, A., Elosegi, A., Batalla, R.J., 2015. Geomorphic status of regulated rivers in the Iberian Peninsula. *Sci. Total Environ.* 508, 101–114. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.10.058>
- López-Moreno, J. I., Vicente-Serrano, S.M., Zabalza, J., Revuelto, J., Gilaberte, M., Azorín-Molina, C., Morán-Tejeda, E., García-Ruiz, J.M., Tague, C., 2014. Respuesta hidrológica del Pirineo central al cambio ambiental proyectado para el siglo XXI. *Pirineos* 169, 1–11. <https://doi.org/10.3989/Pirineos.2014.169004>
- López-Moreno, J.I., Zabalza, J., Vicente-Serrano, S.M., Revuelto, J., Gilaberte, M., Azorin-Molina, C., Morán-Tejeda, E., García-Ruiz, J.M., Tague, C., 2014. Impact of climate and land use change on water availability and reservoir management: Scenarios in the Upper Aragón River, Spanish Pyrenees. *Sci. Total Environ.* 493, 1222–1231. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.09.031>
- López-Tarazón, José Andrés, Batalla, R.J., Vericat, D., 2011. In-channel sediment storage in a highly erodible catchment: the River Isábena (Ebro Basin, Southern Pyrenees). *Zeitschrift*

- für *Geomorphol.* 55, 365–382. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2011/0045>
- López-Tarazón, J. A., Batalla, R.J., Vericat, D., Balasch, J.C., 2010. Rainfall, runoff and sediment transport relations in a mesoscale mountainous catchment: The River Isábena (Ebro basin). *Catena* 82, 23–34. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.04.005>
- López-Tarazón, J. A., Batalla, R.J., Vericat, D., Balasch, J.C., 2010. Rainfall, runoff and sediment transport relations in a mesoscale mountainous catchment: The River Isábena (Ebro basin). *Catena* 82, 23–34. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.04.005>
- López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D., Francke, T., 2012a. The sediment budget of a highly dynamic mesoscale catchment: The River Isábena. *Geomorphology* 138, 15–28. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.020>
- López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D., Francke, T., 2012b. The sediment budget of a highly dynamic mesoscale catchment: The River Isábena. *Geomorphology* 138, 15–28. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.020>
- López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D., Francke, T., 2009. Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: The River Isábena (Southern Pyrenees). *Geomorphology* 109, 210–221. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.03.003>
- López-Tarazón, J.A., Tena, A., Vericat, D., Batalla, R.J., 2011. Acumulación de sedimentos finos en el lecho del río Isábena: efectos sobre el transporte y la dinámica sedimentaria. *Cuaternario y Geomorfol.* 25, 35–57.
- López-Vicente, M., Lana-Renault, N., García-Ruiz, J., Navas, A., 2011. Assessing the potential effect of different land cover management practices on sediment yield from an abandoned farmland catchment in the Spanish Pyrenees. *J. Soils Sediments* 11, 1440–1455.
- López-Vicente, M., Navas, A., Machín, J., 2008. Identifying erosive periods by using RUSLE factors in mountain fields of the Central Spanish Pyrenees. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 12, 523–535. <https://doi.org/10.5194/hess-12-523-2008>
- López, R., Justribó, C., 2010. The hydrological significance of mountains: a regional case study, the Ebro River basin, northeast Iberian Peninsula. *Hydrol. Sci. J.* 55, 223–233. <https://doi.org/10.1080/02626660903546126>
- Lorenzo-Lacruz, J., Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I., Morán-Tejeda, E., Zabalza, J., 2012. Recent trends in Iberian streamflows (1945-2005). *J. Hydrol.* 414–415, 463–475. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.023>
- LUEL, 2005. Digital Gravelometer [WWW Document]. URL <http://www.sedimetrics.com> (accessed 3.4.15).
- Ly, S., Charles, C., Degré, A., 2013. Different methods for spatial interpolation of rainfall data for operational hydrology and hydrological modeling at watershed scale. A review. *Biotechnol.*

- Agron. Soc. Environ. 17, 392–406. <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.1225842.v1>
- Magdaleno, F., 2011. Evolución hidrogeomorfológica del sector central del río Ebro a lo largo del siglo XX: implicaciones ecológicas para su restauración. E.T.S.I. Montes (UPM).
- Maidment, D.R., 1993. Handbook of Hydrology, McGraw-Hill. McGraw-Hill, New York.
- Manning, R., 1891. On the flow of water in open channels and pipes. Trans. Inst. Civ. Eng. Irel. 20, 161–207.
- Mano, V., Nemery, J., Belleudy, P., Poirel, A., 2009. Assessment of suspended sediment transport in four alpine watersheds (France): influence of the climatic regime. Hydrol. Process. 23, 777–792. <https://doi.org/10.1002/hyp.7178>
- Manzano, A., 2007. L'evolució de les aportacions del riu Segre fins a l'embassament d'Oliana. Barcelona.
- Marra, F., Nikolopoulos, E., Creutin, J., Borga, M., 2014. Radar rainfall estimation for the identification of debris-flow triggering thresholds : challenges and opportunities. J. Hydrol. 519, 1607–1619. <https://doi.org/10.1007/s10346-625>
- Martín-Vide, J., 1992. El Clima, in: Carreras, C. (Ed.), Geografía General Dels Països Catalans. Enciclopèdia Catalana Enciclopèdia Catalana, Barcelona.
- Martín-Vide, J., Olcina, J., 2001. Climas y tiempos de España. Alianza, Madrid.
- Martin-Vide, J.P., Ferrer-Boix, C., Ollero, A., 2010. Incision due to gravel mining: Modeling a case study from the Gallego River, Spain. GEOMORPHOLOGY 117, 261–271. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.01.019>
- Martín Vide, J.P., 2002. Ingeniería de Ríos. EDICIONES UPC, Barcelona.
- Martínez-Casasnovas, J.A., Bonilla, M.G., Ramos, M.C., 2012. Multi-temporal analysis of sediment yield caused by hydric erosion in a basin of the anoia-penedès vineyard region (NE Spain). Cuad. Investig. Geogr. 38, 95–114. <https://doi.org/10.18172/cig.1277>
- Martínez-Santa, C.M., Fernández-Yuste, J.A., 2006. Índices de Alteración Hidrológica en Ecosistemas Fluviales, 1st ed. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.
- Martínez Santa-María, C., Fernández Yuste, J.A., 2006. Índices de Alteración Hidrológica en ecosistemas fluviales, Monografía. ed. Ministerio de Fomento.
- Mastergeo, S.L., 2010. Aplicación del índice hidrogeomorfológico IHG en la cuenca del Ebro. Zaragoza.
- Mathews, R., Richter, B.D., 2007. Application of the indicators of hydrologic alteration software in environmental flow setting. J. Am. Water Resour. Assoc. 43, 1400–1413. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2007.00099.x>
- McDonough, O.T., Hosen, J.D., Palmer, M.A., 2011. Temporary streams: The hydrology, geography, and ecology of non-perennially flowing waters, in: Elliot, H.S., Martin, L.E.

- (Eds.), *River Ecosystems: Dynamics, Management and Conservation*. Nova Science Publishers, Inc.
- McLean, D.G., Church, M., Tassone, B., 1999. Sediment transport along lower Fraser River 1. Measurements and hydraulic computations. *Water Resour. Res.* 35, 2533–2548. <https://doi.org/10.1029/1999WR900101>
- Megnounif, A., Terfous, A., Ghenaim, A., Poulet, J.-B., 2007. Key processes influencing erosion and sediment transport in a semi-arid Mediterranean area: the Upper Tafna catchment, Algeria. *Hydrol. Sci. Journal-Journal des Sci. Hydrol.* 52, 1271–1284. <https://doi.org/10.1623/hysj.52.6.1271>
- Megnounif, A., Terfous, A., Ouillon, S., 2013. A graphical method to study suspended sediment dynamics during flood events in the Wadi Sebdoou, NW Algeria (1973-2004). *J. Hydrol.* 497, 24–36. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.05.029>
- Meher-Homji, V.M., 1971. On the mediterranean climatic regime of West Pakistan. *Arch. für Meteorol. Geophys. und Bioklimatologie Ser. B* 19, 277–286. <https://doi.org/10.1007/BF02253554>
- Miller, P.C., 1983. Canopy Structure of Mediterranean-Type Shrubs in Relation to Heat and Moisture, in: Kruger, F.J., Mitchell, D.T., Jarvis, J.U.M. (Eds.), *Mediterranean-Type Ecosystems: The Role of Nutrients*. Springer, Berlin, pp. 133–166. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-68935-2\\_8](https://doi.org/10.1007/978-3-642-68935-2_8)
- Milliman, J.D., 2001. Delivery and fate of fluvial water and sediment to the sea: a marine geologist's view of European rivers. *Sci. Mar.* 65 (Sup. 2, 121–132. <https://doi.org/10.3989/scimar.2001.65s2121>
- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. *J. Geol.* <https://doi.org/10.1086/628741>
- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *J. Geol.* 100, 525–544. <https://doi.org/10.1086/629606>
- Misset, C., Recking, A., Legout, C., Poirel, A., Cazilhac, M., Esteves, M., Bertrand, M., 2019. An attempt to link suspended load hysteresis patterns and sediment sources configuration in alpine catchments. *J. Hydrol.* 576, 72–84. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.06.039>
- Mitsuzumi, A., Kato, M., Omoto, Y., 2009. Effect of sediment bypass system as a measure against long-term turbidity and sedimentation in dam reservoir, in: 23rd ICOLD Congress, Q89-R8. Brasilia, Brazil.
- Mohamoud, Y., 2004. Comparison of Hydrologic Responses at Different Watershed Scales (No. EPA/600/R-04/103). Athens, Georgia.

- Molina-Navarro, E., Martínez-Pérez, S., Sastre-Merlín, A., Bienes-Allas, R., 2014. Taking advantage of a new hydraulic infrastructure to study the sediment yield in a small basin of central Spain. *Cuad. Investig. Geográfica* 40, 29–51. <https://doi.org/10.18172/cig.2525>
- Molina, A., Govers, G., Poesen, J., Van Hemelryck, H., De Bièvre, B., Vanacker, V., 2008. Environmental factors controlling spatial variation in sediment yield in a central Andean mountain area. *Geomorphology*. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.025>
- Montgomery, D.R., Buffington, J.M., 1998. Channel processes, classification, and response, in: Naiman, R.J., Bilby, R.E. (Eds.), *River Ecology and Management: Lessons from the Pacific Coastal Ecoregion*. Springer, New York, pp. 13–42.
- Montgomery, D.R., Buffington, J.M., 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Bull. Geol. Soc. Am.* 109, 596–611. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<0596:CRMIMD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<0596:CRMIMD>2.3.CO;2)
- Moog, D.B., Whiting, P.J., 1998. Annual hysteresis in bed load rating curves. *Water Resour. Res.* 34, 2393–2399. <https://doi.org/10.1029/98WR01658>
- Moreno, H.A., Vivoni, E.R., Gochis, D.J., 2012. Utility of Quantitative Precipitation Estimates for high resolution hydrologic forecasts in mountain watersheds of the Colorado Front Range. *J. Hydrol.* 438–439, 66–83. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.03.019>
- Morris, G.L., Fan, J., 1998. *Reservoir Sedimentation Handbook: Design and Management of Dams, Reservoirs and Watersheds for Sustainable Use*. McGraw-Hill Book Co., New York.
- Morris, S., Hadley, R.F., Walling, D.E., 1985. *Erosion and Sediment Yield: Some Methods of Measurement and Modelling, Arctic and Alpine Research*. Geo Books, Norwich, England. <https://doi.org/10.2307/1550972>
- Müller, E.N., Batalla, R.J., Bronstert, A., García, C., 2008. Modelling bedload transport rates during small floods in a gravel-bed river. *J. Hydraul. Eng. ASCE* 134, 1430–1439.
- Mulu, A., Dwarakish, G.S., 2015. Different Approach for Using Trap Efficiency for Estimation of Reservoir Sedimentation. An Overview. *Aquat. Procedia* 4, 847 – 852. <https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.106>
- Mulungu, D.M.M., Ichikawa, Y., Shiiba, M., 2005. A physically based distributed subsurface–surface flow dynamics model for forested mountainous catchments. *Hydrol. Process.* 19, 3999–4022. <https://doi.org/10.1002/hyp.5868>
- Nadal-Romero, E., Latron, J., Martí-Bono, C., Regüés, D., 2008a. Temporal distribution of suspended sediment transport in a humid Mediterranean badland area: The Araguás catchment, Central Pyrenees. *Geomorphology* 97, 601–616. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.09.009>
- Nadal-Romero, E., Reguees, D., Latron, J., 2008b. Relationships among rainfall, runoff, and

- suspended sediment in a small catchment with badlands. *Catena* 74, 127–136.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.03.014>
- Navratil, O., Evrard, O., Esteves, M., Legout, C., Ayrault, S., Némery, J., Mate-Marin, A., Ahmadi, M., Lefèvre, I., Poirel, A., Bonté, P., 2012. Temporal variability of suspended sediment sources in an alpine catchment combining river/rainfall monitoring and sediment fingerprinting. *Earth Surf. Process. Landforms* 37, 828–846.  
<https://doi.org/10.1002/esp.3201>
- Ninyerola, M., Pons, X., Roure, J., 2004. *Atles Climàtic Digital de Catalunya [WWW Document]*. Univ. Autònoma Barcelona. URL <http://www.opengis.uab.cat/acdc/>
- Ninyerola, M., Pons, X., Roure, J.M., 2000. A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques. *Int. J. Climatol.* 20, 1823–1841. [https://doi.org/10.1002/1097-0088\(20001130\)20:14<1823::AID-JOC566>3.0.CO;2-B](https://doi.org/10.1002/1097-0088(20001130)20:14<1823::AID-JOC566>3.0.CO;2-B)
- Nistor, C.J., Church, M., 2005. Suspended sediment transport regime in a debris-flow gully on Vancouver Island, British Columbia. *Hydrol. Process.* 19, 861–885.  
<https://doi.org/10.1002/hyp.5549>
- NL Consultores, 2011. Estudio piloto de prognosis de una cuenca con el Plan Hidrológico 2010-2015: aplicación a la cuenca del río Segre. Versión v4. Zaragoza.
- NL Consultores, 2008. Documento base de las reuniones de participación. Plan Hidrológico del río Segre v.2.
- Nord, G., Boudevillain, B., Berne, A., Branger, F., Braud, I., Dramais, G., Gérard, S., Le Coz, J., Legoût, C., Molinié, G., Van Baelen, J., Vandervaere, J.-P., Andrieu, J., Aubert, C., Calianno, M., Delrieu, G., Grazioli, J., Hachani, S., Horner, I., Huza, J., Le Boursicaud, R., Raupach, T.H., Teuling, A.J., Uber, M., Vincendon, B., Wijbrans, A., 2017. A high space–time resolution dataset linking meteorological forcing and hydro-sedimentary response in a mesoscale Mediterranean catchment (Auzon) of the Ardèche region, France. *Earth Syst. Sci. Data* 9, 221–249. <https://doi.org/10.5194/essd-9-221-2017>
- Nu-Fang, F., Zhi-Hua, S., Lu, L., Cheng, J., 2011. Rainfall, runoff, and suspended sediment delivery relationships in a small agricultural watershed of the Three Gorges area, China. *Geomorphology* 135, 158–166.  
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.013>
- Nunes, A.N., de Almeida, A.C., Coelho, C.O.A., 2011. Impacts of land use and cover type on runoff and soil erosion in a marginal area of Portugal. *Appl. Geogr.* 31, 687–699.  
<https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2010.12.006>
- Núñez, I., Gil, R., García, M.Á., Vázquez, E., 2004. Estudio hidrogeológico de la cabecera de la



- Ribera Salada (Lleida), in: Fernández Uría, A. (Ed.), VIII Simposio de Hidrogeología. Asociación Española de Hidrología Subterránea, Zaragoza, pp. 107–119.
- Nwosu, E.O., Sangodoyin, A.Y., Osuji, G.E., 1995. On the relation of soil erosion to rainfall erosivity in southeastern Nigeria. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 26, 389–406. <https://doi.org/10.1080/00103629509369305>
- Oeurng, C., Sauvage, S., Sanchez-Perez, J.-M., 2010. Dynamics of suspended sediment transport and yield in a large agricultural catchment, southwest France. *Earth Surf. Process. Landforms* 35, 1289–1301. <https://doi.org/10.1002/esp.1971>
- Olive, L.J., Rieger, W.A., 1985. Variation in Suspended Sediment Concentration during Storms in 5 Small Catchments in Southeast New-South-Wales. *Aust. Geogr. Stud.* 23, 38–51. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8470.1985.tb00477.x>
- Ollero-Ojeda, A., 2008. Alteraciones geomorfológicas de los ríos en Europa y principios para la restauración de la dinámica fluvial, in: González del Tánago, M. (Ed.), Ríos y Sostenibilidad. Semana Temática “Agua y Salud” de La Tribuna Del Agua. Zaragoza.
- Ollero, A., Ballarín, D., Díaz, E., Mora, D., Sánchez, M., Acín, V., Echeverría, M.T., Granado, D., Ibisate, A., Sánchez, L., Sánchez, N., 2008. IHG: Un índice para la valoración hidrogeomorfológica de sistemas fluviales. *Limnetica* 27, 171–188. <https://doi.org/10.23818/limn.27.14>
- Ollesch, G., Sukhanovski, Y., Kistner, I., Rode, M., Meissner, R., 2005. Characterization and modelling of the spatial heterogeneity of snowmelt erosion. *Earth Surf. Process. Landforms* 30, 197–211. <https://doi.org/10.1002/esp.1175>
- Onderka, M., Krein, A., Wrede, S., Martínez-Carreras, N., Hoffmann, L., 2012. Dynamics of storm-driven suspended sediments in a headwater catchment described by multivariable modeling. *J. Soils Sediments* 12, 620–635. <https://doi.org/10.1007/s11368-012-0480-6>
- Otto, T., Russchenberg, H.W.J., 2011. Estimation of specific differential phase and differential backscatter phase from polarimetric weather radar measurements of rain. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.* 8, 988–992. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2011.2145354>
- OWRRI (Oregon Water Resources Research Institute), 1995a. Gravel disturbance impacts on salmon habitat and stream health. Vol 1: Summary Report. Salem.
- OWRRI (Oregon Water Resources Research Institute), 1995b. Gravel disturbance impacts on salmon habitat and stream health. Vol 2: Technical background report. Salem.
- Pacheco, E., Farguell, J., Úbeda, X., Outeiro, L., Miguel, A., 2011. Escorrentía y producción de sedimento en una cuenca mediterránea con dos usos diferentes del suelo. *Cuaternario y Geomorfol. Rev. la Soc. Española Geomorfol. y Asoc. Española para el Estud. del Cuaternario* 25, 103–114.

- Palmer, M.A., Liermann, C.A.R., Nilsson, C., Flörke, M., Alcamo, J., Lake, P.S., Bond, N., 2008. Climate Change and the World's River Basins: Anticipating Management Options. *Front. Ecol. Environ.* 6, 81–89.
- Park, J., Hunt, J.R., 2017. Coupling fine particle and bedload transport in gravel-bedded streams. *J. Hydrol.* 552, 532–543. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.07.023>
- Pascual, D., Pla, E., Lopez-Bustins, J.A., Retana, J., Terradas, J., 2015. Impacts du changement climatique sur les ressources en eau dans le bassin méditerranéen : une étude de cas en Catalogne, Espagne. *Hydrol. Sci. J.* 60, 2132–2147. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.947290>
- Pazzaglia, F.J., Gardner, T.W., Merritts, D.J., 1998. Bedrock Fluvial Incision and Longitudinal Profile Development Over Geologic Time Scales Determined by Fluvial Terraces. *Rivers Over Rock Fluv. Process. Bedrock Channels* 207–235. <https://doi.org/10.1029/GM107p0207>
- Pearson, K., 1896. Mathematical Contributions to the Theory of Evolution. III. Regression, Heredity, and Panmixia. *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 187, 253–318. <https://doi.org/10.1098/rsta.1896.0007>
- Petts, G.E., 1984. *Impounded rivers: perspectives for ecological management*. John Wiley & Sons, New York.
- Petts, G.E., Gurnell, A.M., 2005. Dams and geomorphology: Research progress and future directions. *Geomorphology* 71, 27–47. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.02.015>
- Piacentini, T., Galli, A., Marsala, V., Miccadei, E., 2018. Analysis of soil erosion induced by heavy rainfall: A case study from the NE Abruzzo Hills Area in Central Italy. *Water (Switzerland)* 10, 1314. <https://doi.org/10.3390/w10101314>
- Piégay, H., Alber, A., Slater, L., Bourdin, L., 2009. Census and typology of braided rivers in the French Alps. *Aquat. Sci.* 71, 371. <https://doi.org/10.1007/s00027-009-9220-4>
- Piégay, H., Mathias Kondolf, G., Toby Minear, J., Vaudor, L., 2015. Trends in publications in fluvial geomorphology over two decades: A truly new era in the discipline owing to recent technological revolution? *Geomorphology* 248, 489–500. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.039>
- Piégay, H., Walling, D.E., Landon, N., He, Q., Liébault, F., Petiot, R., 2004. Contemporary changes in sediment yield in an alpine mountain basin due to afforestation (the upper Drôme in France). *CATENA* 55, 183–212. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(03\)00118-8](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0341-8162(03)00118-8)
- Piqué, G., Batalla, R.J., López, R., Sabater, S., 2017. The fluvial sediment budget of a dammed river (upper Muga, southern Pyrenees). *Geomorphology* 293, 211–226.

- <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.05.018>
- Piqué, G., Batalla, R.J., Sabater, S., 2016. Hydrological characterization of dammed rivers in the NW Mediterranean region. *Hydrol. Process.* 30, 1691–1707. <https://doi.org/10.1002/hyp.10728>
- Piqué, G., López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., 2014. Variability of in-channel sediment storage in a river draining highly erodible areas (the Isábena, Ebro Basin). *J. Soils Sediments* 14, 2031–2044. <https://doi.org/10.1007/s11368-014-0957-6>
- Poch, R M, Pratdesaba, E., Rius, J., 2002. Hydrology of forest soils in El Solsonès (Catalonia): contribution to the catchment water resources., in: L., R.J., Morgan, R.P.C., Asins, S., Andreu, V. (Eds.), *Man and Soil at the Third Millennium. Proceedings International Congress of the European Society for Soil Conservation.* . Geofoma Ediciones, Valencia, pp. 411–422.
- Poch, R.M., Pratdesaba, E., Rius, J., 2002. Hydrology of forest soils in El Solsonès (Catalonia): contribution to the catchment water resources, in: Rubio, J.L., Morgan, R.P., Asins, S., Andreu, V. (Eds.), *Proceedings of the Third International Congress Man and Soil at the Third Millennium.* Geofoma Ediciones, Logroño, pp. 411–422.
- Poesen, J., Hooke, J., 1997. Erosion, Flooding and Channel Management in Mediterranean Environments of Southern Europe. *Prog. Phys. Geogr.* 21, 157–199. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1177/030913339702100201>
- Poff, N.L., Allan, J.D., Bain, M.B., Karr, J.R., Prestegard, K.L., Richter, B.D., Sparks, R.E., Stromberg, J.C., 1997. The Natural Flow Regime: A paradigm for river conservation and restoration *N. Bioscience* 47, 769–784. <https://doi.org/10.2307/1313099>
- Porto, P., Walling, D.E., Callegari, G., 2011. Using 137Cs measurements to establish catchment sediment budgets and explore scale effects. *Hydrol. Process.* 25, 886–900. <https://doi.org/10.1002/hyp.7874>
- Pringle, C.M., 1997. Exploring how disturbance is transmitted upstream: Going against the flow. *J. North Am. Benthol. Soc.* 16, 425–438. <https://doi.org/10.2307/1468028>
- Puckridge, J.T., Sheldon, F., Walker, K.F., Boulton, A.J., 1998. Flow variability and the ecology of large rivers. *Mar. Freshw. Res.* 49, 55. <https://doi.org/10.1071/MF94161>
- Puigdefàbregas, C., 1984. Efectes geomorfològics dels aiguats del novembre de 1982. Generalitat de Catalunya. Departament de Política Territorial i Obres Públiques. Secretaria General. Servei Geològic, Barcelona :
- Quirnbach, M., Schultz, G.A., 2002. Comparison of rain gauge and radar data as input to an urban rainfall-runoff model. *Water Sci. Technol.* 45, 27–33. <https://doi.org/10.2166/wst.2002.0023>

- Raven, P.J., Fox, P., Everard, M., Holmes, N.T.H., Dawson, F.H., 1997. River habitat survey: A new system for classifying rivers according to their habitat quality. *Freshw. Qual. Defin. Indefinable?*
- Regüés, D., Balasch, J.C., Castelltort, X., Soler, M., Gallart, F., 2000a. Relación entre las tendencias temporales de producción y transporte de sedimentos y las condiciones climáticas, en una pequeña cuenca de montaña Mediterránea (Vallcebre, Pirineos orientales). *Cuad. Investig. Geográfica* 26, 41–65.
- Regüés, D., Guàrdia, R., Gallart, F., 2000b. Geomorphic agents versus vegetation spreading as causes of badland occurrence in a Mediterranean subhumid mountainous area. *Catena* 40, 173–187. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(99\)00045-4](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(99)00045-4)
- Regüés, D., Pardini, G., Gallart, F., 1995. Regolith behaviour and physical weathering of clayey mudrock as dependent on seasonal weather conditions in a badland area at Vallcebre, Eastern Pyrenees. *Catena* 25, 199–212. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(95\)00010-P](https://doi.org/10.1016/0341-8162(95)00010-P)
- Reid, L.M., Dunne, T., 2005. Sediment Budgets as an Organizing Framework in Fluvial Geomorphology, in: Kondolf, G.M., Hervé, P. (Eds.), *Tools in Fluvial Geomorphology*. Wiley-Blackwell, pp. 463–500. <https://doi.org/10.1002/0470868333.ch16>
- Renard, K.G., Laflen, J.M., Foster, G.R., McCool, D.K., 1994. The revised universal soil loss equation, in: Lal, R. (Ed.), *Soil Erosion Research Methods*. Soil and Water Conservation Society, New York, p. 352. <https://doi.org/https://doi.org/10.1201/9780203739358>
- Resh, V.H., Jackson, J., McElravy, E.P., 1990. Disturbance, annual variability, and lotic benthos: Examples from a California stream influenced by a Mediterranean climate. *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.* 47, 309–329.
- Rice, S., Church, M., 1998. Grain size along two gravel-bed rivers: Statistical variation, spatial pattern and sedimentary links. *EARTH Surf. Process. LANDFORMS* 23, 345–363. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199804\)23:4<345::AID-ESP850>3.0.CO;2-B](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199804)23:4<345::AID-ESP850>3.0.CO;2-B)
- Richter, B.D., Baumgartner, J. V., Powell, J., Braun, D.P., 1996. A Method for Assessing Hydrologic Alteration within Ecosystems. *Conserv. Biol.* 10, 1163–1174. <https://doi.org/10.1046/j.1523-1739.1996.10041163.x>
- Rinaldi, M., 2003. Recent channel adjustments in alluvial rivers of Tuscany, Central Italy. *Earth Surf. Process. Landforms* 28, 587–608. <https://doi.org/10.1002/esp.464>
- Rinaldi, M., Simoncini, C., Piégay, H., 2009. Scientific design strategy for promoting sustainable sediment management: the case of the Magra River (Central-Northern Italy). *River Res. Appl.* 25, 607–625. <https://doi.org/10.1002/rra.1243>
- Rinaldi, M., Surian, N., Comiti, F., Bussettini, M., 2013. A method for the assessment and analysis of the hydromorphological condition of Italian streams: The Morphological Quality Index

- (MQI). *Geomorphology* 180–181, 96–108.  
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.09.009>
- Rivier, B., Segurier, J., 1985. Physical and biological effects of gravel extraction in river beds, in: ALABASTER, J.S. (Ed.), *Habitat Modification and Freshwater Fisheries*. Butterworths, London, pp. 131–146.
- Robson, B.J., Matthews, T.G., Lind, P.R., Thomas, N.A., 2008. Pathways for algal recolonization in seasonally-flowing streams. *Freshw. Biol.* 53, 2385–2401.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2008.02061.x>
- Rodríguez-Blanco, M.L., Taboada-Castro, M.M., Taboada-Castro, M.T., 2010. Factors controlling hydro-sedimentary response during runoff events in a rural catchment in the humid Spanish zone. *CATENA* 82, 206–217.  
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.06.007>
- Roehl, J.E., 1962. Sediment source areas, delivery ratios and influencing morphological factors, in: COLLOQUE DE BARI SYMPOSIUM, 1962, EROSION CONTINENTALE / LAND EROSION, Red Books. IAHS Publ. Sci., Int. Assoc. Hydro., pp. 202–213.
- Rovira, A., Batalla, R.J., 2006. Temporal distribution of suspended sediment transport in a Mediterranean basin: The Lower Tordera (NE Spain). *Geomorphology* 79, 58–71.  
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.09.016>
- Rovira, A., Batalla, R.J., Sala, M., 2005. Response of a river sediment budget after historical gravel mining (the lower Tordera, NE Spain). *River Res. Appl.* 21, 829–847.  
<https://doi.org/10.1002/rra.885>
- Rovira, A., Batalla, R.J., Sala, M., 2005. Fluvial sediment budget of a Mediterranean river: The lower Tordera (Catalan Coastal Ranges, NE Spain). *Catena*.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2004.11.001>
- Rundquist L.A., 1980. Effects of gravel removal on river hydrology and hydraulics, in: CONSULTANTS, W.-C. (Ed.), *Gravel Removal Studies in Arctic and Subarctic Floodplain in Alaska - Technical Report*. U.S. Fish Wildl. Serv., Biological Services Program, FWS/OBS-80/08, pp. 67–140.
- Sabater, S., Guasch, H., Martí, E., Armengol, J., Vila, M., Sabater, F., 1992. The Ter, a Mediterranean river system in Spain. *Limnetica* 8.
- Sambrook Smith, G.H., 2008. Fluvial Sedimentology: Implications for Riverine Ecosystems, in: Hannah, D.M., Sadler, J.P., Wood, P.J. (Eds.), *Hydroecology and Ecohydrology: Past, Present and Future*. John Wiley & Sons, Chichester, p. 436.  
<https://doi.org/10.1002/9780470010198.ch19>
- Sambrook Smith, G.H., 2007. Fluvial Sedimentology: Implications for riverine ecosystems, in:

- Hannah, D.M., Sadler, J.P., Wood, P.J. (Eds.), *Hydroecology and Ecohydrology :Past, Present and Future*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 361–436.
- Sánchez, M., Torrecilla, F., 1999. Los pantanos de Cataluña llegan al 48% de su capacidad [WWW Document]. El País. URL [http://elpais.com/diario/1999/11/17/catalunya/942804463\\_850215.html](http://elpais.com/diario/1999/11/17/catalunya/942804463_850215.html)
- Sanchis Ibor, C., Segura Beltran, F., 2014. Spatial variability of channel changes in a Mediterranean ephemeral stream in the last six decades (1946-2006). *Cuad. Investig. Geográfica* 40, 89–118. <https://doi.org/10.18172/cig.2530>
- Schick, A.P., 1967. Gerlach troughs, overland flow traps. *Field methods for the study of slope and fluvial processes. Rev. Géomorphologie Dyn.* 4, 170–172.
- Schiemann, R., Liniger, M.A., Frei, C., 2010. Reduced space optimal interpolation of daily rain gauge precipitation in Switzerland. *J. Geophys. Res.* 115, D14109–D14109. <https://doi.org/10.1029/2009JD013047>
- Schneider, C., Laizé, C.L.R., Acreman, M.C., Flörke, M., 2013. How will climate change modify river flow regimes in Europe? *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 325–339. <https://doi.org/10.5194/hess-17-325-2013>
- Schumaker, L., 2010. *Spline Functions: Basic Theory (Cambridge Mathematical Library)*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511618994>
- Schumm, S.A., 1977. *The Fluvial System*, John Wiley. ed. New York.
- Schumm, Stanley Alfred, 1977. *The Fluvial system*. John Wiley, New York etc.
- Schumm, S.A., 1963. Sinuosity of alluvial rivers on the great plains. *Geol. Soc. Am. Bull.* 74, 1089–1099. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1963\)74\[1089:SOAROT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1963)74[1089:SOAROT]2.0.CO;2)
- Searcy, J.K., 1960. Graphical correlation of gaging station records. *Manual of Hydrology: Part 1. General Surface-Water Techniques. Water-Supply Paper 1541-C*. U.S. Geological Survey, United States Government Printing Office, Washington.
- Seeger, M., Errea, M.P., Begueria, S., Arnaez, J., Marti, C., García-Ruiz, J.M., 2004. Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish pyrenees. *J. Hydrol.* 288, 299–311. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.10.012>
- Seo, D.J., Habib, E., Andrieu, H., Morin, E., 2015. Hydrologic applications of weather radar. *J. Hydrol.* 531, 231–233. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.11.010>
- Serrano-Muela, M.P., Lana-Renault, N., Nadal-Romero, E., Regues, D., Latron, J., Marti-Bono, C., García-Ruiz, J.M., 2008. Forests and Their Hydrological Effects in Mediterranean Mountains The Case of the Central Spanish Pyrenees. *Mt. Res. Dev.* 28, 279–285. <https://doi.org/10.1659/mrd.0876>

- Sevruk, B., 1989. Precipitation measurement, in: WMO/IAHS/ETH Workshop on Precipitation Measurement. Swiss Federal Institute of Technology, St. Moritz, Switzerland.
- Shi, Z., Wei, F., Chandrasekar, V., 2018. Radar-based quantitative precipitation estimation for the identification of debris flow occurrence over earthquake-affected regions in Sichuan, China. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 18, 765–780. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-765-2018>
- Simon, E.M., 2010. El río y la forma : introducción a la geomorfología fluvial, Biodiversidad. RIL Editores, Santiago de Chile.
- Singh, J., Knapp, H.V., Arnold, J.G.J.G., Demissie, M., 2005. Hydrologic Modeling of the Iroquois River Watershed Using HSPF and SWAT. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 41, 343–360. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2005.tb03740.x>
- Singh, V.P., 1997. Effect of spatial and temporal variability in rainfall and watershed characteristics on stream flow hydrograph. *Hydrol. Process.* 11, 1649–1669. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19971015\)11:12<1649::AID-HYP495>3.0.CO;2-1](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19971015)11:12<1649::AID-HYP495>3.0.CO;2-1)
- Sloto, R. a., Crouse, M.Y., 1996. Hysep: a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. *U.S. Geol. Surv. Water-Resources Investig. Rep.* 96-4040 54.
- SMC, 2019. El clima de Catalunya [WWW Document]. *Serv. Meteorològic Catalunya*. URL <http://www.meteo.cat/wpweb/climatologia/el-clima-ahir/el-clima-de-catalunya/> (accessed 9.30.19).
- SMC (Servei Meteorològic de Catalunya), 2014. *Butlletí Climàtic de l'Any 2013*.
- SMC (Servei Meteorològic de Catalunya), 2013. *Butlletí Climàtic de l'Any 2012*.
- Smith, H.G., Dragovich, D., 2009. Interpreting sediment delivery processes using suspended sediment-discharge hysteresis patterns from nested upland catchments, south-eastern Australia. *Hydrol. Process.* 23, 2415–2426. <https://doi.org/10.1002/hyp.7357>
- Soler, M., Latron, J., Gallart, F., 2008. Relationships between suspended sediment concentrations and discharge in two small research basins in a mountainous Mediterranean area (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Geomorphology* 98, 143–152. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.032>
- Strahler, A.N., Strahler, A.H., 1994. *Geografía Física*, 3a ed. OMEGA, Barcelona.
- Strickler, A., 1923. Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauigkeitszahlen für Ströme, Kanäle und Geschlossene Leitungen, *Mitteilungen des Amtes für Wasserwirtschaft // Eidgenössisches Departement des Innern*, Nr 16. Bern Sekretariat d. eidg. Amtes f. Wasserwirtschaft, Berna.
- Sujono, J., Shikasho, S., Hiramatsu, K., 2004. A comparison of techniques for hydrograph recession analysis. *Hydrol. Process.* 18, 403–413. <https://doi.org/10.1002/hyp.1247>

- Sumi, T., Kantouch, S.A., Suzuki, S., 2012. Performance of Miwa Dam sediment bypass tunnel: Evaluation of upstream and downstream state and bypassing efficiency, in: 24th ICOLD Congress, Q92-R38. Kyoto, Japan, pp. 576–596.
- Sumi, T., Okano, M., Yasufumi, T., 2004. Reservoir sedimentation management with bypass tunnels in Japan, in: Proceedings of the Ninth International Symposium on River Sedimentation October 18 – 21, 2004, Yichang, China. pp. 1036–1043.
- Surian, Nicola, Rinaldi, M., 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology*. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00219-2](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00219-2)
- Surian, N, Rinaldi, M., 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *GEOMORPHOLOGY* 50, 307–326. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00219-2](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00219-2)
- Surian, N., Ziliani, L., Comiti, F., Lenzi, M.A., Mao, L., 2009. Channel adjustments and alteration of sediment fluxes in gravel-bed rivers of North-Eastern Italy: potentials and limitations for channel recovery. *River Res. Appl.* 25, 551–567. <https://doi.org/10.1002/rra.1231>
- Sutherland, A.J., 1992. Hiding functions to predict self armouring, in: Int. Grain Sorting Seminar, Oct. 1991, Ascona, Switzerland. Mitt. Der Versuchanstalt Für Wasserbau, Hydrologie Und Glaziologie. ETH, Zurich, pp. 460, 273–298.
- Swank, W.T., Vose, J.M., Elliott, K.J., 2001. Long-term hydrologic and water quality responses following commercial clearcutting of mixed hardwoods on a southern Appalachian catchment. *For. Ecol. Manage.* 143, 163–178. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(00\)00515-6](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(00)00515-6)
- Swanson, F.J., Janda, R.J., Dunne, T., Swanston, D.N., 1982. Sediment budgets and routing in forested drainage basins. *US For. Serv. GTR PNW-14*.
- Syed, K.H., Goodrich, D.C., Myers, D.E., Sorooshian, S., 2003. Spatial characteristics of thunderstorm rainfall fields and their relation to runoff. *J. Hydrol.* 271, 1–21. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00311-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00311-6)
- Syvitski, J., Peckham, S., Mueller, R., Mulder, T., 2003. Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: A planetary perspective. *Sediment. Geol.* 162, 5–24. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00232-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00232-X)
- Szcześniak, M., Piniewski, M., 2015. Improvement of Hydrological Simulations by Applying Daily Precipitation Interpolation Schemes in Meso-Scale Catchments. *Water* 7, 747–779. <https://doi.org/10.3390/w7020747>
- Tabary, P., Desplats, J., Do Khac, K., Eidelman, F., Gueguen, C., Heinrich, J.-C., 2007. The New French Operational Radar Rainfall Product. Part II: Validation. *Weather Forecast.* 22, 409–



427. <https://doi.org/10.1175/WAF1005.1>
- Taylor, C.H., Pearce, A.J., 1982. Storm runoff processes and subcatchment characteristics in a new zealand hill country catchment. *Earth Surf. Process. Landforms* 7, 439–447. <https://doi.org/10.1002/esp.3290070505>
- Tena, A., Batalla, R.J., Vericat, D., 2012. Reach-scale suspended sediment balance downstream from dams in a large Mediterranean river. *Hydrol. Sci. J.* 57, 1–19. <https://doi.org/10.1080/02626667.2012.681784>
- Tena, A., Batalla, R.J., Vericat, D., López-Tarazón, J.A., 2011. Suspended sediment dynamics in a large regulated river over a 10-year period (the lower Ebro, NE Iberian Peninsula). *Geomorphology* 125, 73–84. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.029>
- Thomson, J., 1861. On experiments on the measurement of water by triangular notches in weirboards. *Brit. Assoc. Adv. Sci., Annual report*, p. 151.
- Thorndycraft, V.R., Barriendos, M., Benito, G., Rico, M., Casas, A., 2006. The catastrophic floods of AD 1617 in Catalonia (northeast Spain) and their climatic context. *Hydrol. Sci. J.* 51, 899–912. <https://doi.org/10.1623/hysj.51.5.899>
- Tooth, S., 2000. Process, form and change in dryland rivers: A review of recent research. *Earth Sci. Rev.* 51, 67–107. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00014-3](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00014-3)
- Trigo, R., Xoplaki, E., Zorita, E., Luterbacher, J., Krichak, S.O., Alpert, P., Jacobeit, J., Sáenz, J., Fernández, J., González-Rouco, F., Garcia-Herrera, R., Rodo, X., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Türke, M., Gimeno, L., Ribera, P., Brunet, M., Trigo, I.F., Crepon, M., Mariotti, A., 2006. Chapter 3 Relations between variability in the Mediterranean region and mid-latitude variability. *Dev. Earth Environ. Sci.* [https://doi.org/10.1016/S1571-9197\(06\)80006-6](https://doi.org/10.1016/S1571-9197(06)80006-6)
- Trimble, S.W., Carey, W.P., 1990. A comparison of the Brune and Churchill methods for computing sediment yields applied to a reservoir system. *USGS Water Supply Pap.* 2340, 195–202.
- Trimble, S.W., Crosson, P., 2000. U.S. soil erosion rates - Myth and reality. *Science* (80- ). 289, 248–250. <https://doi.org/10.1126/science.289.5477.248>
- Trimble, W.S., 1983. A sediment budget for Coon Creek Basin in the driftless area. *Am. J. Sci.* 283, 454–474.
- Tuset, J., 2016. Anàlisi de la crescuda del 2 de novembre de 2015 a la Ribera Salada. Lleida.
- Tuset, J., Vericat, D., Batalla, R., 2012. Metodologia per al diagnòstic hidrològic i morfosedimentari de cursos fluvials. L'exemple del riu Segre (No. 39), *Quaderns DMACS*. Lleida.
- Tuset, J., Vericat, D., Batalla, R.J., 2020. Water and sediment budgets unveiling contrasting

- hydro-sedimentary patterns in a mountainous Mediterranean catchment. *Sci. Total Environ.* 745, 140884. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140884>
- Tuset, J., Vericat, D., Batalla, R.J., 2016. Rainfall, runoff and sediment transport in a Mediterranean mountainous catchment. *Sci. Total Environ.* 540, 114–132. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.075>
- Tuset, J., Vericat, D., Batalla, R.J., 2015. Evolución morfo-sedimentaria del tramo medio del río Segre. *Cuad. Investig. Geográfica* 41, 23. <https://doi.org/10.18172/cig.2707>
- Tuset, J., Vericat, D., Batalla, R.J., 2014. Suspended sediment hysteresis patterns in a Mediterranean mountainous basin. *Avances de la Geomorfología en España 2012-2014*, in: Schnabel, S., Gómez, A. (Eds.), XIII Reunión Nacional de Geomorfología. Sociedad Española de Geomorfología, Cáceres, p. 159.162.
- Tzoraki, O., Nikolaidis, N.P., 2007. A generalized framework for modeling the hydrologic and biogeochemical response of a Mediterranean temporary river basin. *J. Hydrol.* 346, 112–121. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.08.025>
- Tzoraki, O., Nikolaidis, N.P., Amaxidis, Y., Skoulikidis, N.T., 2007. In-stream biogeochemical processes of a temporary river. *Environ. Sci. Technol.* 41, 1225–1231. <https://doi.org/10.1021/es062193h>
- U. S. Bureau of Reclamation, 1973. *Design of Small Dams*, 2nd ed, Water Resources Technical Publication. Washington, D.C.
- Ubalde, J.M., Rius, J., Poch, R.M., 1999. Monitorización de los cambios de uso del suelo en la cabecera de cuenca de la ribera salada mediante fotografía aérea y s.i.g. (el solsonès, lleida, españa). *Pirineos* 153–154, 101–122.
- USACE, U.S.A.C.O.E., 2010. *HEC-RAS, Hydrologic Engineering Centers River Analysis System, User's Manual, Version 4.1*. U.S. Army Corps of Engineers, Davis.
- van de Beek, C.Z., Leijnse, H., Stricker, J.N.M., Uijlenhoet, R., Russchenberg, H.W.J., 2009. Performance of high-resolution X-band radar for rainfall measurement in The Netherlands. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 6, 6035–6085. <https://doi.org/10.5194/hessd-6-6035-2009>
- Vanmaercke, M., Maetens, W., Poesen, J., Jankauskas, B., Jankauskiene, G., Verstraeten, G., de Vente, J., 2012a. A comparison of measured catchment sediment yields with measured and predicted hillslope erosion rates in Europe. *J. Soils Sediments* 12, 586–602. <https://doi.org/10.1007/s11368-012-0479-z>
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Radoane, M., Govers, G., Ocakoglu, F., Arabkhedri, M., 2012b. How long should we measure? An exploration of factors controlling the inter-annual variation of catchment sediment yield. *J. Soils Sediments* 12, 603–619. <https://doi.org/10.1007/s11368-012-0475-3>

- Vansickle, J., Beschta, R.L., 1983. Supply-based models of suspended sediment transport in streams. *Water Resour. Res.* 19, 768–778. <https://doi.org/10.1029/WR019i003p00768>
- Vasileva, T., Orehova, T., 2012. Estimation of Groundwater Resources in Bulgarian Mountain Areas From Stream Baseflow, in: *BALWOIS 2012 - International Scientific Conference on Water, Climate and Environment*. Ohrid, Republic of Macedonia., pp. 1–6.
- Velasco-Forero, C.A., Sempere-Torres, D., Cassiraga, E.F., Jaime Gomez-Hernandez, J., 2009. A non-parametric automatic blending methodology to estimate rainfall fields from rain gauge and radar data. *Adv. Water Resour.* 32. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2008.10.004>
- Verdú, J.M., Batalla, R.J., Martínez-Casasnovas, J.A., 2006. Estudio hidrológico de la cuenca del río Isábena (Cuenca del Ebro). I: Variabilidad de la precipitación. *Ing. Agua* 13, 321–330.
- Verdú, J.M., Batalla, R.J., Poch, R.M., 2000. Dinámica erosiva y aplicabilidad de modelos físicos de erosión en una cuenca de montaña mediterránea (Ribera Salada, cuenca del Segre). *Pirineos* 155, 33–57.
- Vericat, D., Batalla, R.J., 2010. Sediment transport from continuous monitoring in a perennial Mediterranean stream. *Catena* 82, 77–86. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.05.003>
- Vericat, D., Batalla, R.J., 2006. Sediment transport in a large impounded river: The lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology* 79, 72–92. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.09.017>
- Vericat, D., Batalla, R.J., 2004. Efectos de las presas en la dinámica fluvial del curso bajo del río Ebro. *Cuaternario y Geomorfol.* 18, 37–50.
- Vericat, D., Batalla, R.J., García, C., 2006. Breakup and reestablishment of the armour layer in a large gravel-bed river below dams: The lower Ebro. *GEOMORPHOLOGY* 76, 122–136. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.10.005>
- Vericat, D., Batalla, R.J., Gibbins, C.N., 2008. Sediment entrainment and depletion from patches of fine material in a gravel-bed river. *Water Resour. Res.* <https://doi.org/10.1029/2008WR007028>
- Verstraeten, G., Van Oost, K., Van Rompaey, A., Poesen, J., Govers, G., 2002. Evaluating an integrated approach to catchment management to reduce soil loss and sediment pollution through modelling. *Soil Use Manag.* 18, 386–394. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2002.tb00257.x>
- Vicente-Serrano, S.M., Zabalza-Martínez, J., Borràs, G., López-Moreno, J.I., Pla, E., Pascual, D., Savé, R., Biel, C., Funes, I., Martín-Hernández, N., Peña-Gallardo, M., Beguería, S., Tomas-Burguera, M., 2017. Effect of reservoirs on streamflow and river regimes in a heavily regulated river basin of Northeast Spain. *Catena* 149, 727–741.

- <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.03.042>
- Villarroya, C., Xuclá, R.S., 2003. La delimitación del dominio público hidráulico y de sus zonas inundables: el proyecto Linde. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.
- Viviroli, D., Weingartner, R., 2004. The hydrological significance of mountains: from regional to global scale. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 8, 1016–1029. <https://doi.org/10.5194/hess-8-1017-2004>
- Viviroli, D., Weingartner, R., Messerli, B., 2003. Assessing the Hydrological Significance of the World's Mountains. *Mt. Res. Dev.* 23, 32–40. [https://doi.org/10.1659/0276-4741\(2003\)023\[0032:athsot\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1659/0276-4741(2003)023[0032:athsot]2.0.co;2)
- Walling, D.E., 2013. The evolution of sediment source fingerprinting investigations in fluvial systems. *J. Soils Sediments* 13, 1658–1675. <https://doi.org/10.1007/s11368-013-0767-2>
- Walling, D. E., 2006. Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers. *Geomorphology*. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.019>
- Walling, D.E., 2006. Sediment Yields and Sediment Budgets, in: Anderson, M.G., McDonnell, J.J. (Eds.), *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. <https://doi.org/10.1002/0470848944.hsa087>
- Walling, D.E., 1984. Dissolved loads and their measurements. London, Geo Books., in: Hadley, R.F., Walling, D.E. (Eds.), *Erosion and Sediment Yield: Some Methods of Measurements and Modelling*. Geo Books, London.
- Walling, D.E., 1983. The sediment delivery problem. *J. Hydrol.* 65, 209–237. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(83\)90217-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90217-2)
- Walling, D.E., 1977. Limitations of the rating curve technique for estimating suspended sediment loads, with particular reference to British rivers, in: *Erosion and Solid Matter Transport in Inland Water*. International Association of Hydrological Sciences, Unesco, Paris, pp. 34–48.
- Walling, D.E., Collins, A.L., Sickingabula, H.M., Leeks, G.J.L., 2001. Integrated assessment of catchment suspended sediment budgets: A Zambian example. *L. Degrad. Dev.* 12, 387–415. <https://doi.org/10.1002/ldr.461>
- Walling, D.E., Webb, B.W., 1983. Patterns of sediment yield, in: Gregory, K.J. (Ed.), *Background to Palaeohydrology*. Wiley, Chichester etc, p. 486.
- Warburton, J., Davies, T.R.H., Mandl, M.G., 1993. A meso-scale field investigation of channel change and floodplain characteristics in an upland braided gravel-bed river, New Zealand, in: Best, J.L., Bristow, C.S. (Eds.), *Geological Society Special Publication, The Geological Society Special Publication No. 75*. Geological Society, London, pp. 241–257. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.075.01.15>
- Webb, B.W., Foster, I.D.L., Gurnell, A.M., 1995. Hydrology, water quality and sediment

- behaviour, in: Foster, I., Gurnell, A., Webb, B. (Ed.), *Sediment and Water Quality in River Catchments*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, p. 494.
- White, R.W., Day, T.J., 1982. Transport of graded gravel bed material, in: Hey, J.C., Bathurst, J.C., Thorne, C.R. (Eds.), *Gravel-Bed Rivers*. John Wiley, New York, pp. 181–223.
- Williams, G.P., 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *J. Hydrol.* 111, 89–106. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90254-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90254-0)
- Williams, Garnett P., 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *J. Hydrol.* 111, 89–106. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90254-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90254-0)
- Williams, G.P., Wolman, M.G., 1984. Downstream effects of dams on alluvial rivers, Professional Paper. <https://doi.org/10.3133/pp1286>
- Williams, J.J.R., Berndt, H., 1972. SEDIMENT YIELD COMPUTED WITH UNIVERSAL EQUATION. *J. Hydraul. Div.* 98, 2087–2098.
- Williams, J.R., 1977. Sediment delivery ratios determined with sediment and runoff models, in: Sciences, I.A. of H. (Ed.), *Erosion and Solid Matter Transport in Inland Waters: Proceedings of the Symposium*. IIAHS-AISH publication, Paris, pp. 168–179.
- Wilson, J.W., Brandes, E. a., 1979. Radar Measurement of Rainfall—A Summary. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1979\)060<1048:RMORS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1979)060<1048:RMORS>2.0.CO;2)
- Wohl, E., Bledsoe, B.P., Jacobson, R.B., Poff, N.L., Rathburn, S.L., Walters, D.M., Wilcox, A.C., 2015. The natural sediment regime in rivers: Broadening the foundation for ecosystem management. *Bioscience* 65, 358–371. <https://doi.org/10.1093/biosci/biv002>
- Wolman, M.G., 1967. A Cycle of Sedimentation and Erosion in Urban River Channels. *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.* 49, 385. <https://doi.org/10.2307/520904>
- Wolman, M.G., 1954. A method of sampling coarse river-bed material. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union.* <https://doi.org/10.1029/TR035i006p00951>
- Woodward, J.C., 1995. Patterns of erosion and suspended sediment yield in Mediterranean river basins, in: Foster, I.D.L., Gurnell, A.M., Webb, B.W. (Eds.), *Sediment and Water Quality in River Catchments*. John Wiley & Sons Ltd, pp. 365–389.
- Xu, J., 1997. Evolution of mid-channel bars in a braided river and complex response to reservoir construction: An example from the middle Hanjiang River, China. *Earth Surf. Process. Landforms* 22, 953–965. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199710\)22:10<953::AID-ESP789>3.0.CO;2-S](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199710)22:10<953::AID-ESP789>3.0.CO;2-S)
- Yin, S., Xie, Y., Nearing, M.A., Wang, C., 2007. Estimation of rainfall erosivity using 5- to 60-minute fixed-interval rainfall data from China. *CATENA* 70, 306–312. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.10.011>

- Yuan, Y., Mitchell, J.K., Hirschi, M.C., Cooke, R.A.C., 2001. Modified SCS curve number method for predicting subsurface drainage flow. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.* 44, 1673–1682. <https://doi.org/10.13031/2013.7028>
- Zecharias, Y.B., Brutsaert, W., 1988. Recession characteristics of groundwater outflow and base flow from mountainous watersheds. *Water Resour. Res.* 24, 1651–1658. <https://doi.org/10.1029/WR024i010p01651>
- Zhou, M., Deng, J., Lin, Y., Belete, M., Wang, K., Comber, A., Huang, L., Gan, M., 2019. Identifying the effects of land use change on sediment export: Integrating sediment source and sediment delivery in the Qiantang River Basin, China. *Sci. Total Environ.* 686. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.336>
- Zhou, Y., Xu, Y., Xiao, W., Wang, J., Huang, Y., Yang, H., 2017. Climate Change Impacts on Flow and Suspended Sediment Yield in Headwaters of High-Latitude Regions—A Case Study in China's Far Northeast. *Water* 9, 966. <https://doi.org/10.3390/w9120966>

