



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

ANNEX A



Imatge: Jordi Tuset

En l'Annex A, es mostren detalls complets de les seccions de monitorització a la conca de la Ribera Salada durant els dos períodes d'estudi (i.e. 2005-2008 i 2012-2013).

ESTACIÓ DE COGULERS

Es tracta d'una estació hidromètrica i de transport de sediment en suspensió situada al tram final de la rasa de Cogulers. La secció tanca una conca de 2,4 km² que drena a la riera de Canalda, aigua amunt de l'estació de control de Canalda (veure figura 57). La conca és forestal en la seva major part. El règim a la rasa de Cogulers és perenne.

LOCALITZACIÓ DE LA SECCIÓ: Coordenades UTM 31N (ETR89)

E 372250 / N 4661274 / 728 m s.n.m.

SECCIÓ

El cabal es mesura en una secció amb un sobreeixidor compost triangular de 90° i rectangular i de làmina prima (veure figura 58).

LES VARIABLES I APARELLS DE MESURA

- Mesura d'altura d'aigua en continu mitjançant un sensor de pressió DRUCK PTX-530; registre en data-logger Campbell CR10X.
- Mesura de la temperatura de l'aigua en continu amb un sensor Campbell 107; registre en data-logger Campbell CR10X.
- Mesurador de terbolesa en continu amb un sensor McVann Instruments NEP-9350; registre en data-logger Campbell CR10X.
- Mostreig regular d'aigua i sediment en suspensió durant crescudes amb mostrejador ISCO-3700
- Alimentació mitjançant placa solar i bateries

CORBA DE TARAT TEÒRICA

La corba de tarat teòrica del sobreeixidor compost de l'estació de Cogulers es calcula com a composició de sobreeixidors triangular i rectangulars, dividint el sobreeixidor en sectors i calculant el cabal per a cadascun d'ells en funció de la seva tipologia.

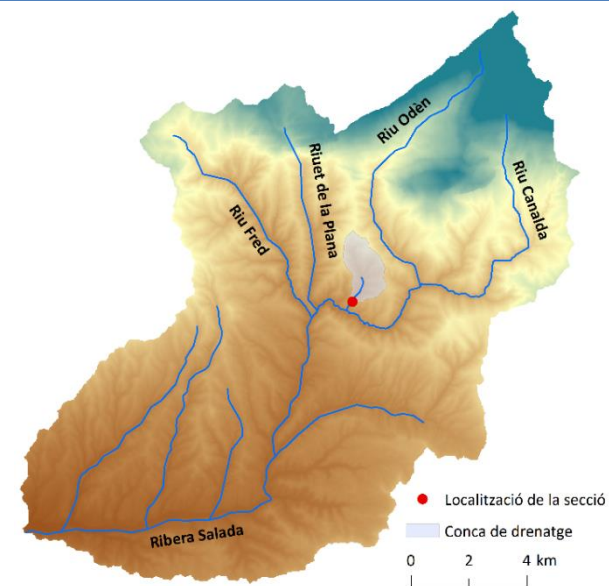


Figura 57: Localització de la secció de control i conca de drenatge de Cogulers.



Figura 58: Estació de Cogulers. Fotografia David Estany.

El cabal que circula en el sector del sobreexidor triangular (Q_t) s'ha calculat amb l'equació de Thomson (Thomson, 1861), molt adequada per canals petits. En el sector del sobreexidor rectangular, el cabal (Q_r) s'ha obtingut a través de l'equació de Kindsvater i Carter (Kindsvater and Carter, 1957b), que considera la velocitat d'arribada del flux. Per tant, el cabal total sobreexidit (Q) és igual a la suma de cabals de la totalitat de sectors ($Q_t + Q_r$), assumint un cert error en les zones de transició entre aquests

La corba teòrica de tarat inicial (Figura 59) es va haver de modificar després de la crescuda del 9 de setembre de 2012 al quedar malmès un dels extrems del sobreexidor rectangular (Figura 60).

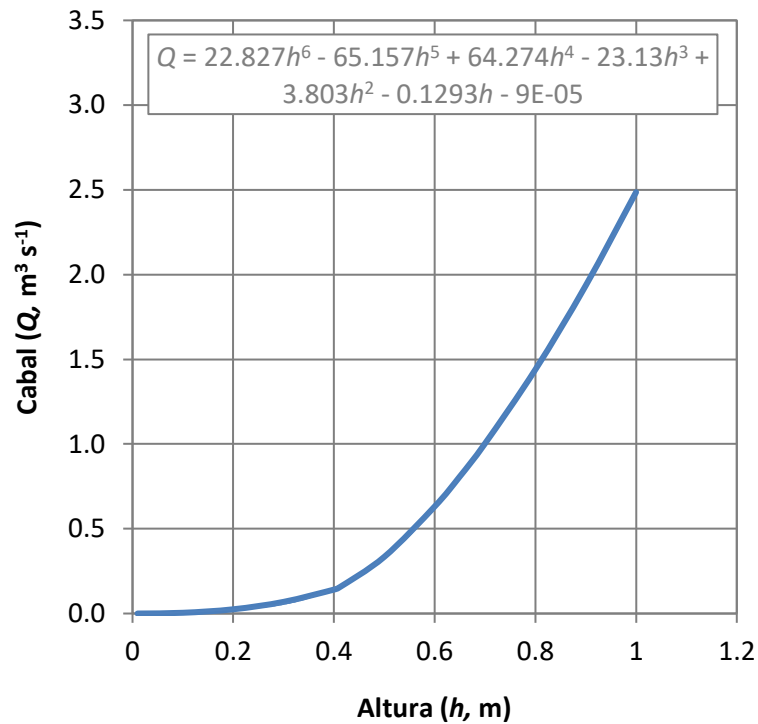


Figura 59: Relació h/Q entre l'1 de gener de 2012 i el 9 de setembre de 2012.

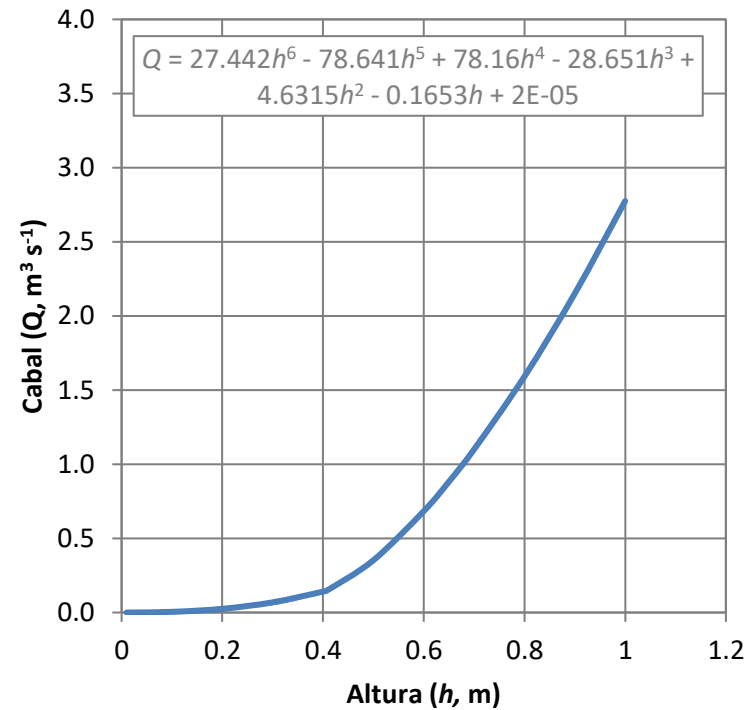


Figura 60: Relació h/Q entre el 9 de setembre de 2012 i el 31 de desembre de 2013.

L' h és l'altura de la làmina d'aigua en referència al punt més baix del sobreexidor, en metres (m), i Q és el cabal que circula a través dels sobreexidors, en $m^3 s^{-1}$.

CALIBRATGE DEL SENSOR DE TERBOLESA

L'estimació de la càrrega sòlida transportada a la rasa de Cogulers s'ha portat a terme mitjançant un sensor de terbolesa. Els registres de terbolesa (*NTU*) s'han calibrat amb mostres directes de sediment en suspensió, ja sigui a través de mostreigs manuals i/o automàtics, generant una corba de calibratge (Figura 61). L'objectiu es transformar les lectures de terbolesa (*NTU*) a valors de concentració de sediments en suspensió (*CSS*, mg l^{-1}) per tal d'obtenir un registre continu de concentració de sediments en suspensió.

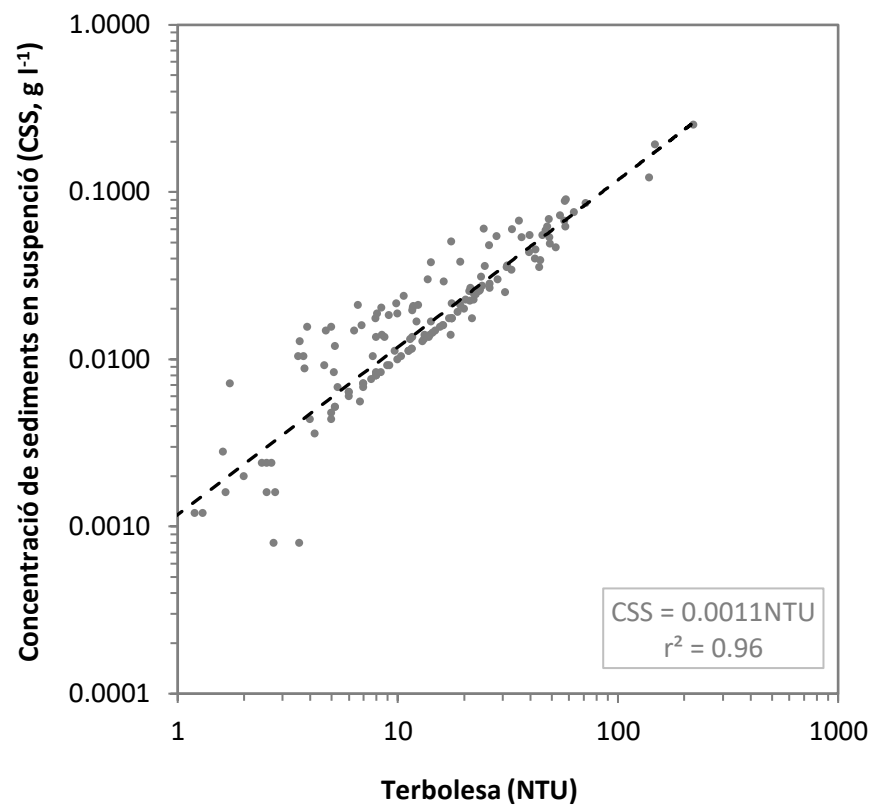


Figura 61: Calibratge del sensor de terbolesa instal·lat a l'estació de Cogulers durant el període 2012-2013.

ESTACIÓ DE CANALDA

Es tracta d'una estació hidromètrica i de transport de sediment en suspensió situada al tram baix de la rasa de Canalda (Figura 62). La secció tanca una conca de 65,1 km². La rasa de Canalda és un dels principals cursos de la conca de la Ribera Salada. La conca és forestal en la seva major part. El règim és perenne.

LOCALITZACIÓ DE LA SECCIÓ: Coordenades UTM 31N (ETR89)

E 371434 / N 4661262 / 677 m s.n.m.

SECCIÓ

El cabal es mesura en una secció de llit lliure de graves i còdols molt estable (veure figura 63).

LES VARIABLES I APARELLS DE MESURA

- Mesura d'altura d'aigua en continu mitjançant un sensor de pressió DRUCK 1730; registre en data-logger Campbell CR10X
- Mesura de la temperatura de l'aigua en continu amb un sensor Campbell 107; registre en data-logger Campbell CR10X
- Mesurador de terbolesa en continu amb un sensor McVann Instruments NEP-9350; registre en data-logger Campbell CR10X
- Mesura d'altura d'aigua i velocitat en continu mitjançant un instrument Doppler per ultrasons (Starflow® 6526).
- Mostreig discret d'aigua i sediment en suspensió durant crescudes amb mostrejador ISCO-3700
- Alimentació mitjançant placa solar



Figura 62: Localització de la secció de control i conca de drenatge de Canalda.



Figura 63: Estació de Canalda. Fotografia David Estany.

CORBA DE TARAT TEÒRICA

En la secció es controla l'altura d'aigua en continu. Les dades es transformen posteriorment a cabal mitjançant una corba de qualificació teòrica (relació h/Q) (Figura 64). La relació h/Q s'ha definit teòricament mitjançant càlculs hidràulics elaborats a partir de dades de camp (granulometria i topografia) i el paquet informàtic HEC-RAS® V.4.1. (USACE, 2010). Aquesta relació s'ha ajustat amb mesures d'aforaments directes de camp i registres de velocitat, validant així una corba teòrica formada per 2 equacions.

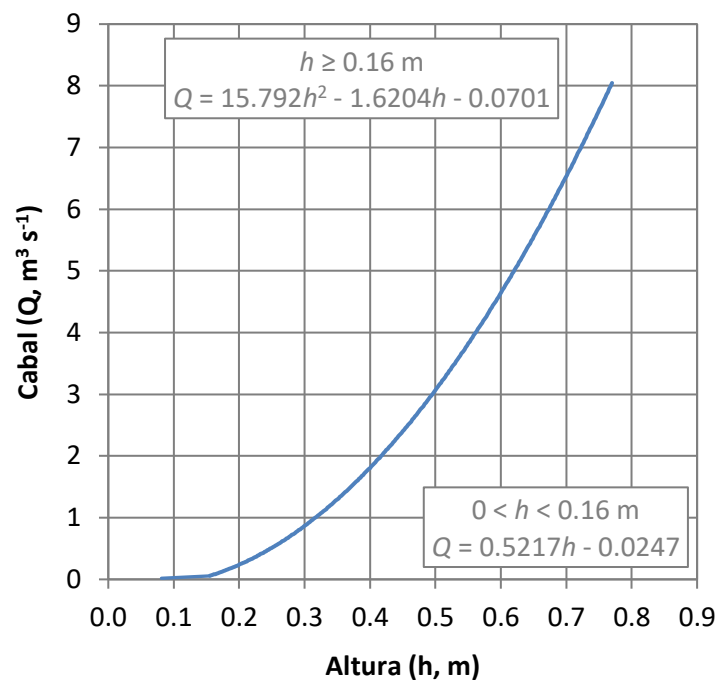


Figura 64: Relació h/Q de l'estació de Canalda durant el període 2012-2013.

L' h és l'altura de la làmina d'aigua en referència al punt més baix del sensor, en metres (m), i Q és el cabal que circula a través de la secció, en $m^3 s^{-1}$.

CALIBRATGE DEL SENSOR DE TERBOLESA

L'estimació de la càrrega sòlida transportada al riu Canalda s'ha portat a terme mitjançant un sensor de terbolesa. Els registres de terbolesa (*NTU*) s'han calibrat amb mostres directes de sediment en suspensió, ja sigui a través de mostreigs manuals i/o automàtics, generant així una corba de calibratge (Figura 65). L'objectiu es transformar les lectures de terbolesa (*NTU*) a valors de concentració de sediments en suspensió (*CSS*, mg l^{-1}) per tal d'obtenir un registre continu de la concentració de sediments en suspensió.

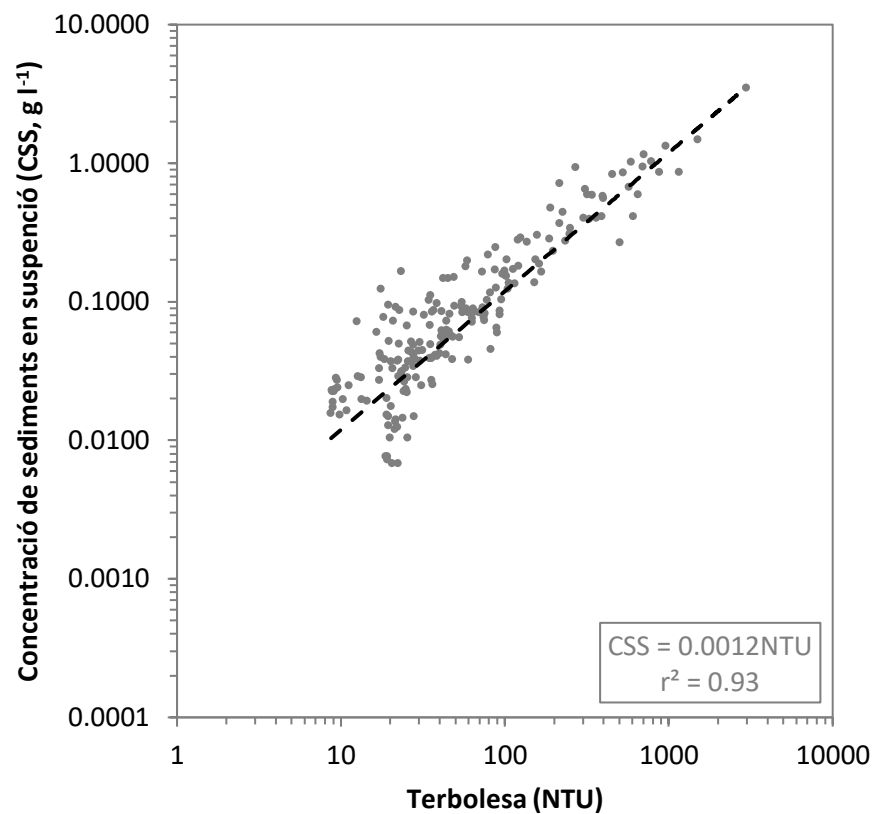


Figura 65: Calibratge del sensor de terbolesa instal·lat a l'estació de Canalda durant el període 2012-2013.

ESTACIÓ DE RIU FRED

Es tracta d'una estació hidromètrica situada al tram final del riu Fred, just a tocar amb la confluència amb el riu Canalda (i.e. Aigüesjuntes; Figura 66). La secció tanca una conca de 26,8 km². El riu Fred és el principal aportador d'aigua de la conca de la Ribera Salada. La major part del canal principal del riu Fred formen un congost encaixat en els conglomerats massius de l'Eocè- Oligocè (Figura 67). El règim és perenne.

LOCALITZACIÓ DE LA SECCIÓ: Coordenades UTM 31N (ETR89)

E 370799 / N 4660627 / 643 m s.n.m.

SECCIÓ

El cabal es mesura en una secció de llit lliure de graves i còdols molt estable. No obstant, el pas d'un gual inundable uns metres més avall de la secció de control produeix una sobrelevació de la làmina d'aigua (Figura 68) igual a la generada per un *sobreeixidor rectangular de llavi gruixut*. Aquest fet condiona el mètode emprat en el càlcul del cabal, tal com es presenta més endavant.

LES VARIABLES I APARELLS DE MESURA

- Mesura d'altura d'aigua en continu mitjançant un sensor de pressió TRU-TRACK model WT-HR 1500
- Mesura de la temperatura de l'aigua en continu mitjançant un sensor de temperatura TRU-TRACK model WT-HR 1500

CORBA DE TARAT TEÒRICA

En la secció es controla l'altura d'aigua en continu. Les dades d'altura s'han transformat posteriorment a cabal mitjançant una corba de qualificació teòrica (relació h/Q) per un sobreeixidor de paret gruixuda de secció transversal rectangular sense contraccions laterals en condicions de desguàs lliure (p.ex. Bos et al., 1986; Akan, 2006). La corba de qualificació teòrica està formada per dues equacions, que en funció de l'altura de la làmina d'aigua respecte al punt més baix del sobreeixidor, utilitzarem una o l'altre (Figura 69), obtenint un resultat més ajustat que amb una sola equació.



Figura 66: Localització de la secció de control i conca de drenatge del riu Fred.

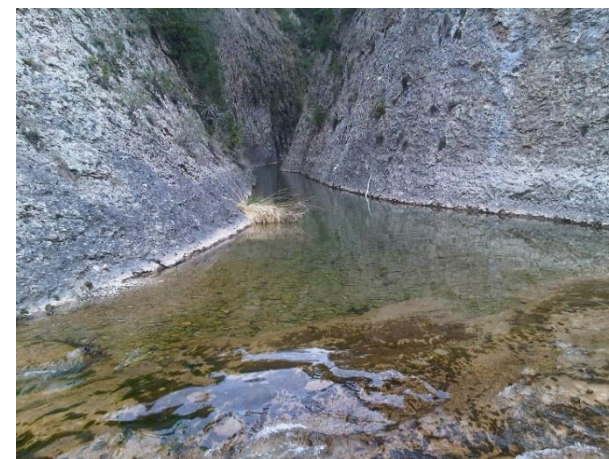


Figura 67: Tram final del congost del riu fred, just al punt on s'ha instal·lat l'estació hidromètrica. Fotografia: David Estany.

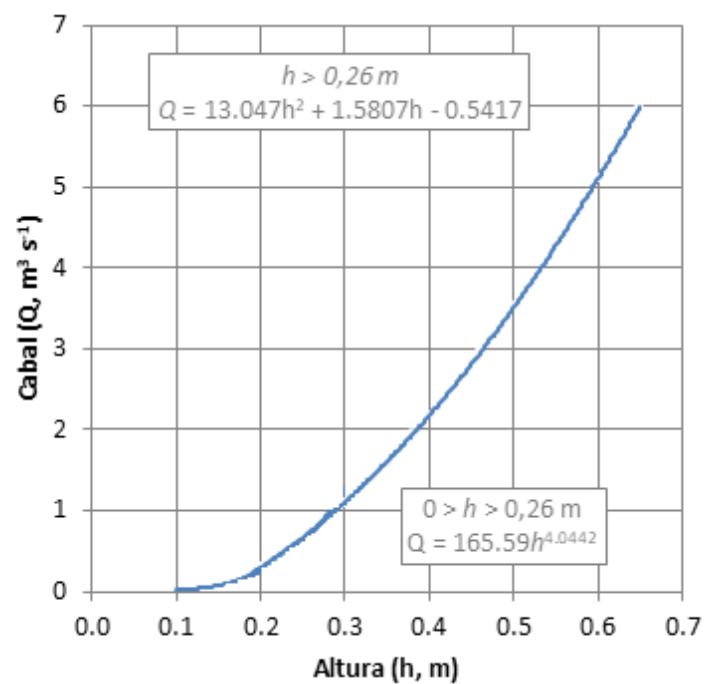


Figura 69: Relació h/Q de l'estació de riu Fred durant el període de 2012-2013.

L' h és l'altura de la làmina d'aigua en referència al punt més baix del sobreexidor, en metres (m), i Q és el cabal que circula a través de la secció, en $m^3 s^{-1}$.

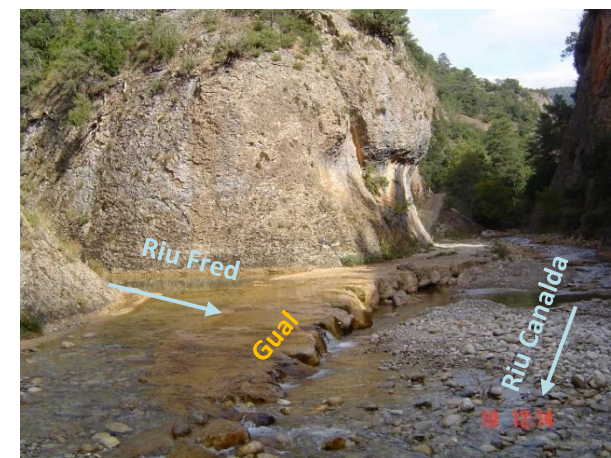


Figura 68: Confluència del riu Canalda (dreta) amb el riu Fred (esquerra). El pas d'un gual inundable, sense tubs ni calaixos, interfereix en el flux del riu Fred just abans de drenar les seves aigües al riu de Canalda. Fotografia: David Estany.

ESTACIÓ D'INGLABAGA

Es tracta d'una estació hidromètrica i de transport de sediment en suspensió que tanca una conca de 114,5 km² (Figura 70). En aquest punt la Ribera Salada ja ha recollit les aigües de tots els afluents principals. Aigües avall els tributaris són efímers. La conca és principalment forestal. El règim és perenne.

LOCALITZACIÓ DE LA SECCIÓ: Coordenades UTM 31N (ETR89)

E 370238 / N 4658083 / 596 m s.n.m.

SECCIÓ

El cabal es mesura en una secció de llit lliure de graves i còdols situada sota l'ull d'un pont. El flux no mulla els estreps del pont per cabals regulars i crescudes ordinàries de baixa magnitud (veure figura 71).

LES VARIABLES I APARELLS DE MESURA

- Mesura d'altura d'aigua en continu mitjançant un sensor de pressió DRUCK 1730; registre en data-logger Campbell CR1000
- Mesura de la temperatura de l'aigua en continu amb un sensor Campbell 107; registre en data-logger Campbell CR1000
- Mesura de terbolesa en continu amb un sensor McVann Analite NEP-9350; registre en data-logger Campbell CR1000
- Mesura de càrrega de fons en continu mitjançant sensors de pressió DRUCK 1730 instal·lats a cada trampa; registre en data-logger Campbell CR1000
- Mostreig discret d'aigua i sediment en suspensió durant crescudes amb mostrejador ISCO-3700
- Mostreig discret d'aigua i sediment en suspensió durant crescudes amb mostrejador de nivell tipus WSS
- Alimentació mitjançant placa solar

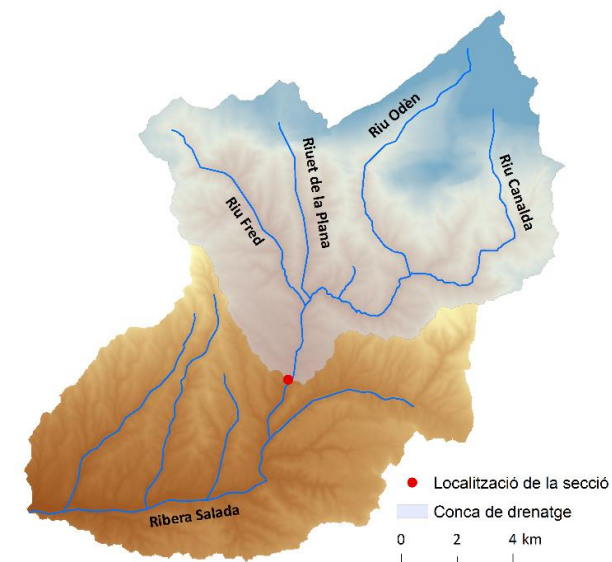


Figura 70: Localització de la secció de control i conca de drenatge d'Inglabaga.



Figura 71: Estació d'Inglabaga. Fotografia David Estany.

CORBA DE TARAT TEÒRICA

En la secció es controla l'altura d'aigua en continu. Les dades es transformen posteriorment a cabal mitjançant una corba de qualificació teòrica (relació h/Q). Aquesta relació, entre el 2005 i el 2008, s'ha definit mitjançant càlculs hidràulics elaborats a partir de dades de camp (granulometria i topografia) i el paquet informàtic WinXSpro®. Aquestes relacions s'han ajustat amb mesures d'aforaments directes de camp validant així la corba teòrica (Figura 72).

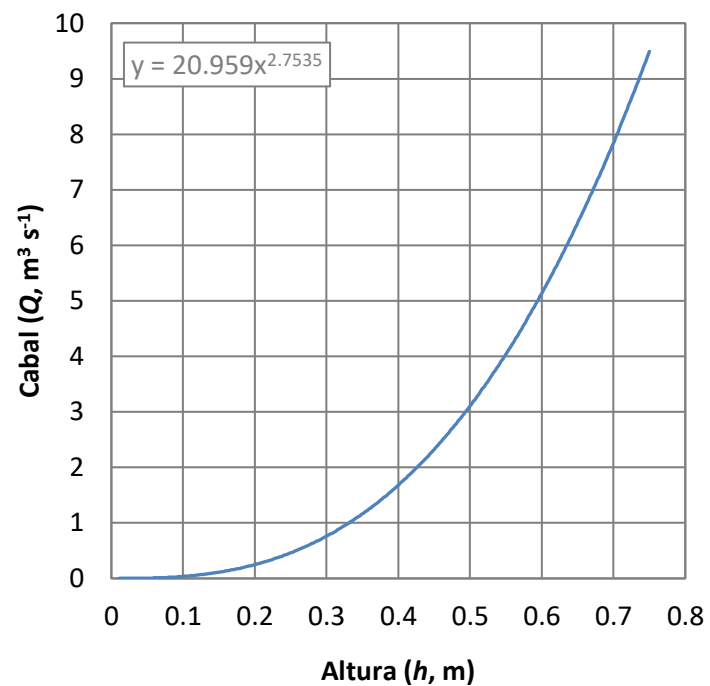


Figura 72: Relació h/Q a l'estació d'Inglabaga del període 2005-2008.

La relació h/Q , entre el 2012 i el 2013, s'ha definit teòricament mitjançant càlculs hidràulics elaborats a partir de dades de camp (granulometria i topografia) i el paquet informàtic HEC-RAS® V.4.1. (USACE, 2010). Aquesta relació s'ha ajustat amb mesures d'aforaments directes de camp, validant així la corba de tarat. No obstant, la corba utilitzada a l'inici del 2012 (Figura 73) es va haver de revisar diverses vegades (Figura 74, 75 i 76) fruit dels canvis observats en la geometria de la secció després de crescudes i actuacions de restauració d'un canal de captació d'aigua pròxim a l'estació de monitorització. En totes les revisions es va portar a terme un nou aixecament topogràfic i nous aforaments.

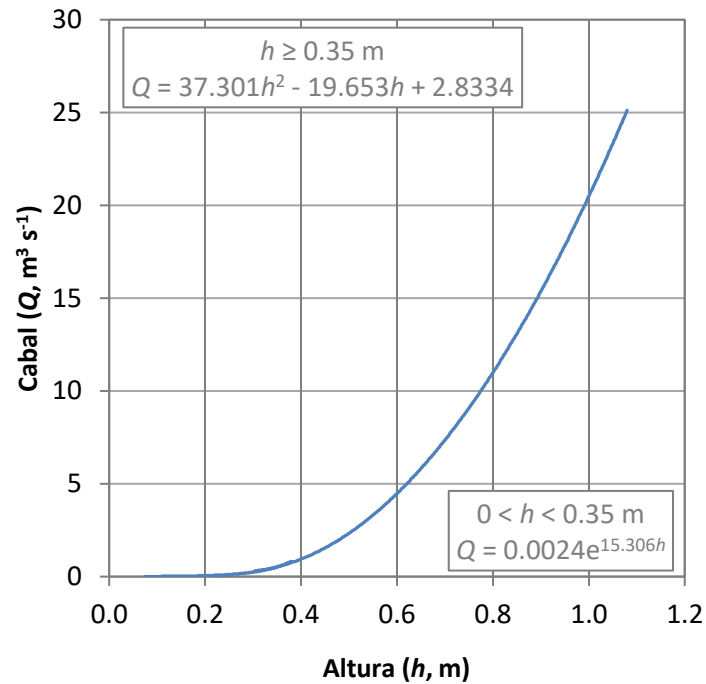


Figura 73: Relació h/Q a l'estació d'Inglabaga entre l'1 de gener de 2012 i el 30 d'abril de 2012.

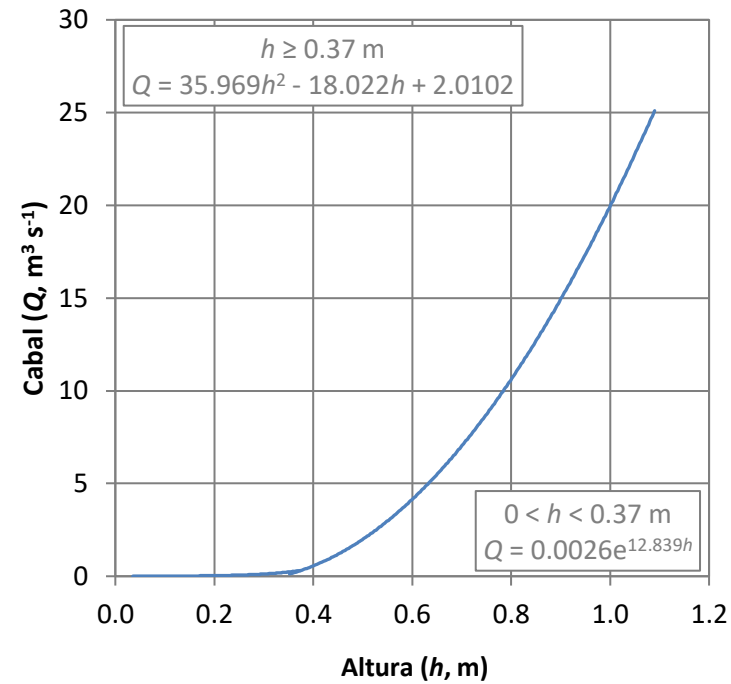


Figura 74: Relació h/Q a l'estació d'Inglabaga entre el 30 d'abril de 2012 i el 9 de setembre de 2012.

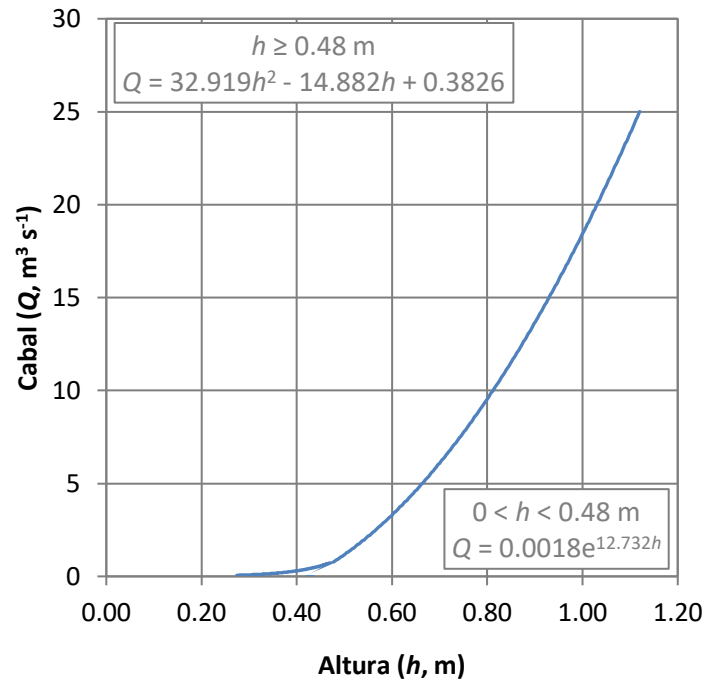


Figura 75: Relació h/Q a l'estació d'Inglabaga entre el 9 de setembre del 2012 i el 12 de juny del 2013.

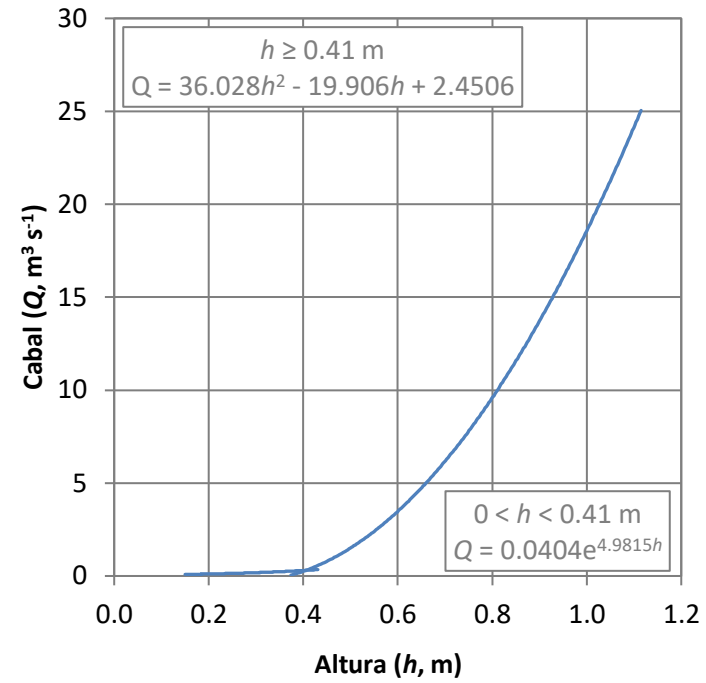


Figura 76: Relació h/Q a l'estació d'Inglabaga entre el 12 de juny del 2013 i el 31 de desembre del 2013.

L' h és l'altura de la làmina d'aigua en referència al punt més baix del sensor, en metres (m), i Q és el cabal que circula a través de la secció de control, en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$.

CALIBRATGE DEL SENSOR DE TERBOLESA

L'estimació de la càrrega sòlida transportada a l'estació d'Inglabaga s'ha portat a terme mitjançant un sensor de terbolesa. Els registres de terbolesa (*NTU*) s'han calibrat amb mostres directes de sediment en suspensió, ja sigui a través de mostreigs manuals i/o automàtics, generant per cada període d'estudi una corba de calibratge diferent. La primera corba (Figura 77) correspon al període 2005-2008 i la segona corba (Figura 78) al període 2012-2013. L'objectiu es transformar les lectures de terbolesa (*NTU*) a valors de concentració de sediments en suspensió (*CSS*, mg l^{-1}) per tal d'obtenir el registre continu de la concentració de sediments en suspensió.

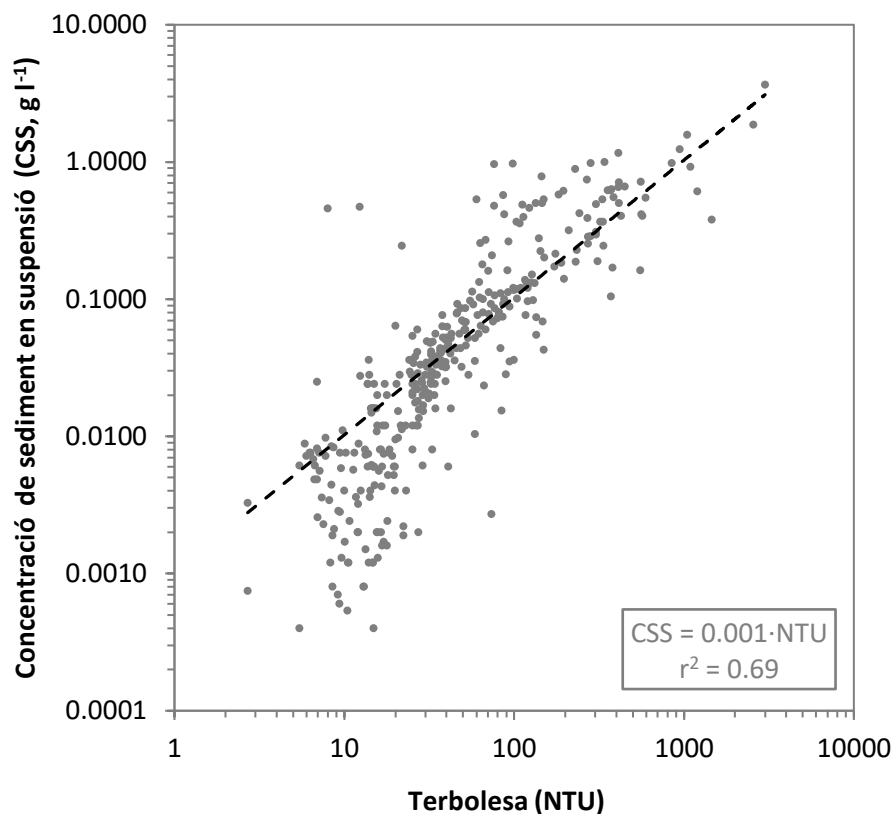


Figura 77: Corba de calibratge del sensor de terbolesa instal·lat a la secció d'Inglabaga durant el període 2005-2008.

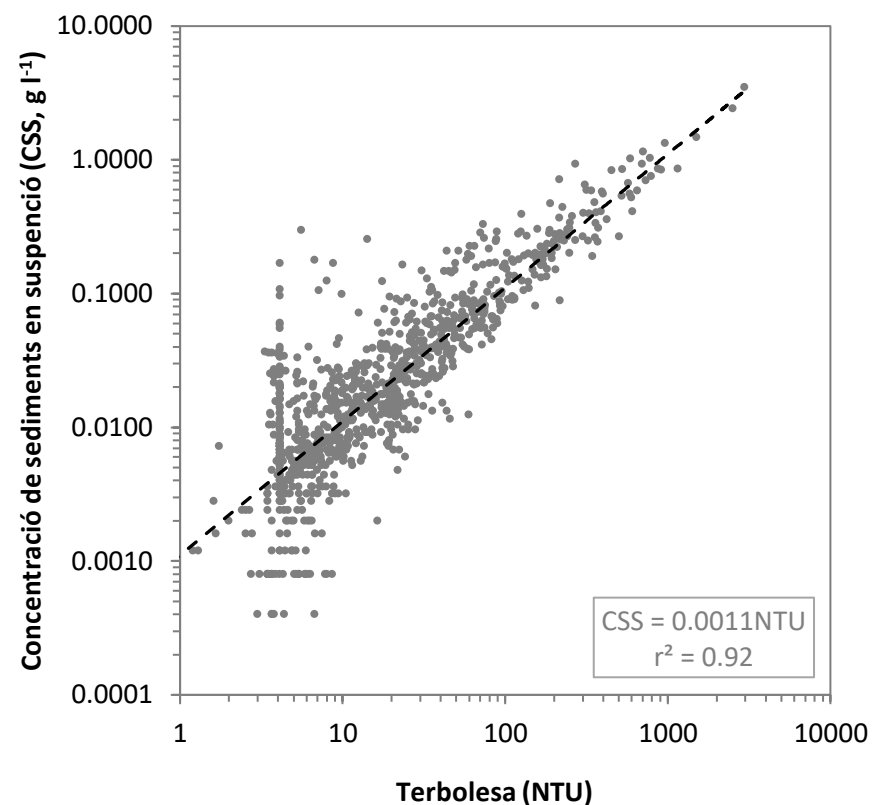


Figura 78: Corba de calibratge del sensor de terbolesa instal·lat a la secció d'Inglabaga durant el període 2012-2013.

ESTACIÓ D'ALTÉS

Es tracta d'una estació hidromètrica i de transport de sediment en suspensió que tanca una conca de 217,4 km² (Figura 79). En aquest punt, la Ribera Salada aporta tot el seus recursos a l'embassament de Rialb, sent el principal afluent del tram mig del Segre. La conca és principalment forestal, tot i l'increment de les terres de conreu en el seu tram baix. El règim és perenne.

LOCALITZACIÓ DE LA SECCIÓ: Coordenades UTM 31N (ETR89)

E 360857 / N 4653439 / 444 m s.n.m.

SECCIÓ

El cabal es mesura en una secció de llit lliure de graves i còdols situada sota l'ull del pont d'Altés. Amb la construcció del pont es va incrementar l'amplada de la llera, protegir els marges del riu amb esculleres i suavitzar el pendent del tram. Això ha comportat un pèrdua de la competència hidràulica i un augment dels processos de sedimentació i estabilització, fins a tal punt que, en pocs anys, el riu ha generat una barra al centre de la secció (veure figura 80). Actualment, la barra es troba colonitzada per arbrat jove, encara que després de crescudes molt importants la vegetació pot arribar a tombar-se o desaparèixer.

LES VARIABLES I APARELLS DE MESURA

- Mesura d'altura d'aigua en continu mitjançant un sensor de pressió DRUCK PTX530; registre en data-logger Campbell CR200
- Mesura de la temperatura de l'aigua en continu amb un sensor Campbell 109; registre en data-logger Campbell CR200
- Mesura de terbolesa en continu amb un sensor McVann Analite NEP-9530; registre en data-logger Campbell CR200
- Mostreig discret d'aigua i sediment en suspensió durant crescudes amb mostrejador ISCO-3700
- Alimentació mitjançant placa solar

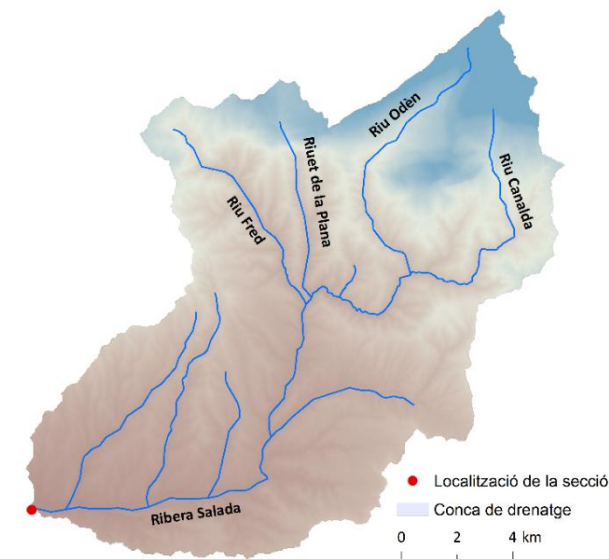


Figura 79: Localització de la secció de control i conca de drenatge de l'estació d'Altés.



Figura 80: Secció d'Altés a finals de l'any 2011. Fotografia Jordi Tuset.

CORBA DE TARAT TEÒRICA

En la secció es controla l'altura d'aigua en continu. Les dades es transformen posteriorment a cabal mitjançant una corba de qualificació teòrica (relació h/Q). Aquesta relació, es defineix teòricament mitjançant càlculs hidràulics elaborats a partir de dades de camp (granulometria i topografia) i el paquet informàtic HEC-RAS® V.4.1. (USACE, 2010). La corba resultant s'ajusta amb mesures d'aforaments directes de camp, validant així la corba de tarat. No obstant, la corba utilitzada a l'inici del 2012 (Figura 81) es va haver de revisar un parell de cops (Figura 82 i 83) fruit dels canvis en la geometria de la secció després de crescudes. En totes les revisions es va realitzar un nou aixecament topogràfic i nous aforaments.

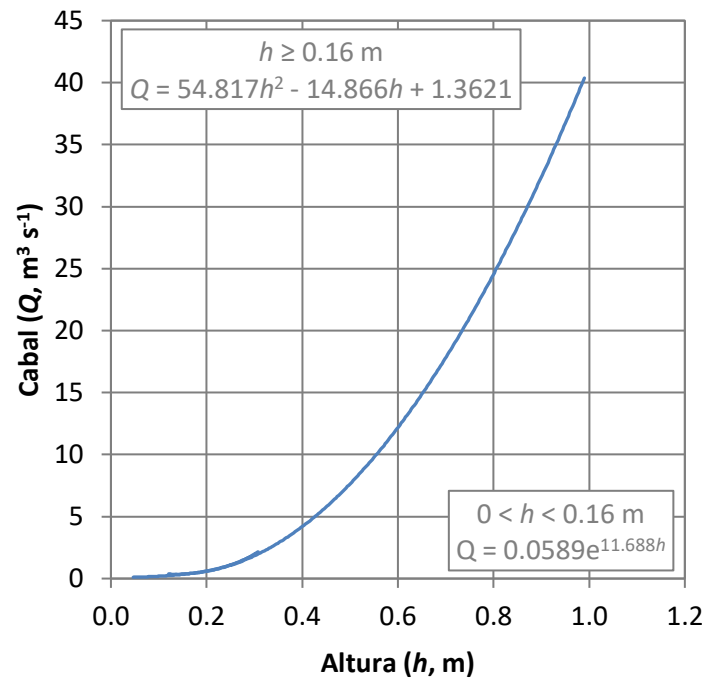


Figura 81: Relació h/Q a l'estació d'Altés entre l'1 de gener del 2012 i el 30 d'abril del 2012.

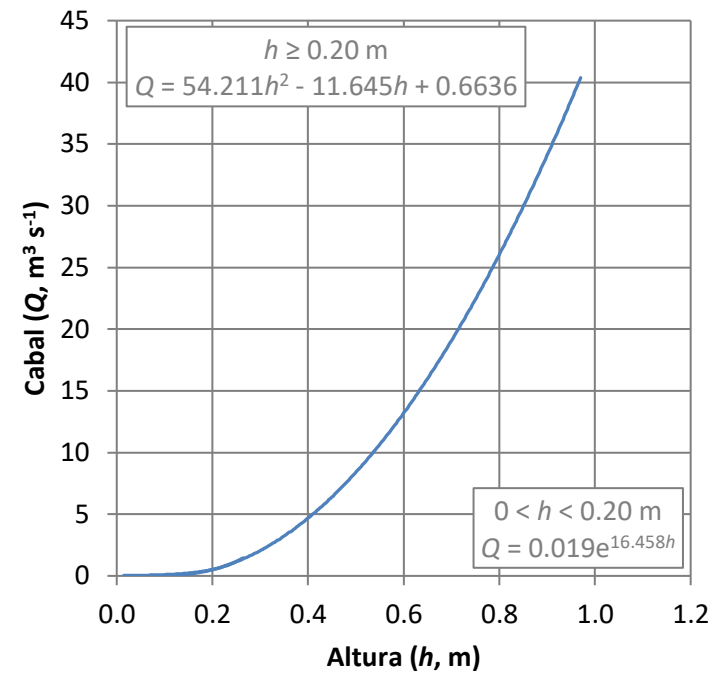


Figura 82: Relació h/Q a l'estació d'Altés entre el 30 d'abril del 2012 i el 9 de setembre del 2012.

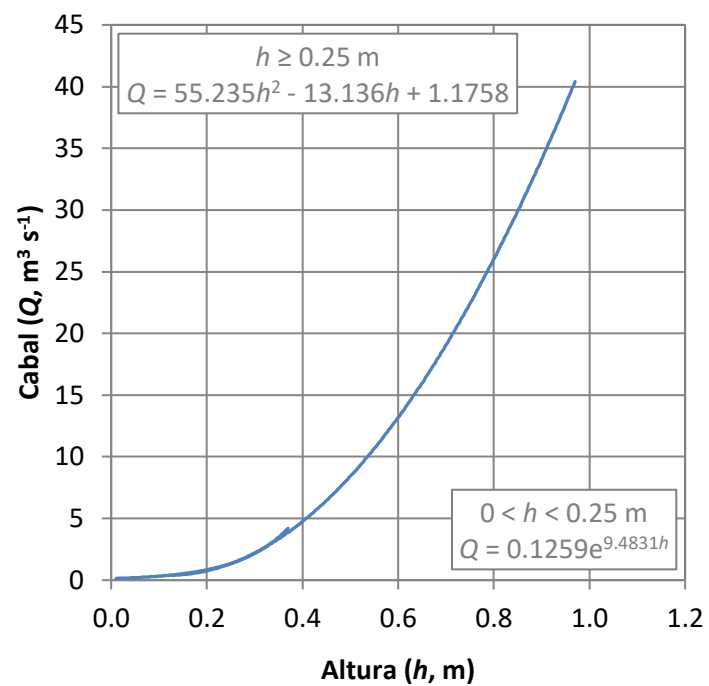


Figura 83: Relació h/Q a l'estació d'Altés entre el 30 d'abril del 2012 i el 31 de desembre del 2013.

L' h és l'altura de la làmina d'aigua en referència al punt més baix del sensor, en metres (m), i Q és el cabal que circula a través de la secció, en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$.

CALIBRATGE DEL SENSOR DE TERBOLESA

L'estimació de la càrrega sòlida transportada a l'estació d'Altés s'ha portat a terme mitjançant un sensor de terbolesa. Els registres de terbolesa (*NTU*) s'han calibrat amb mostres directes de sediment en suspensió, ja sigui a través de mostreigs manuals i/o automàtics, generant una corba de calibratge (Figura 84). L'objectiu es transformar les lectures de terbolesa (*NTU*) a valors de concentració de sediments en suspensió (*CSS*, mg l^{-1}) i, així obtenir un registre continu de concentració de sediments en suspensió.

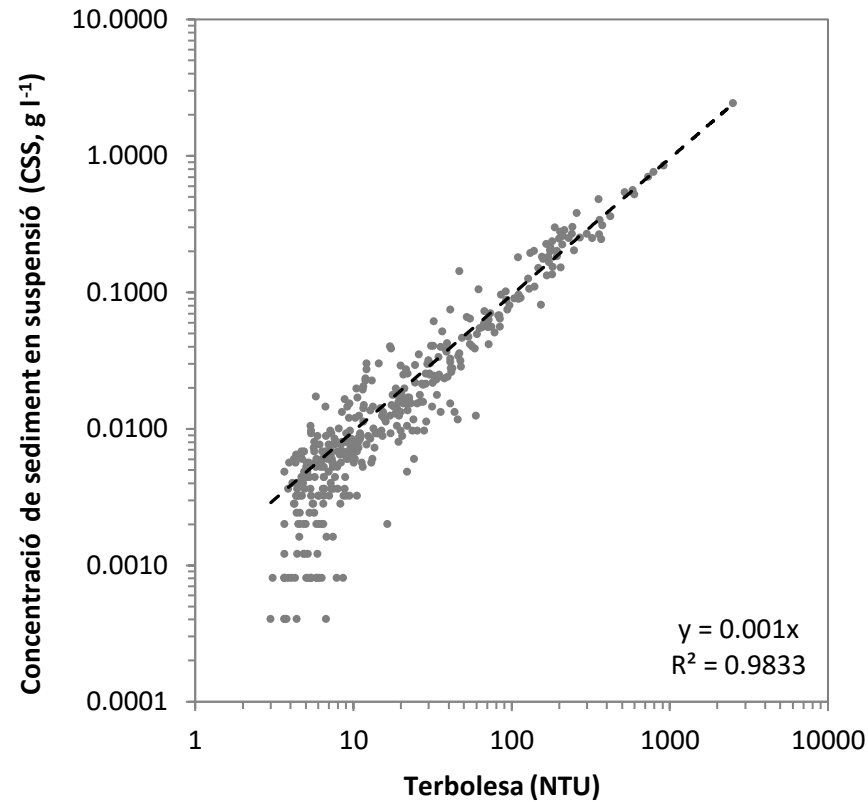
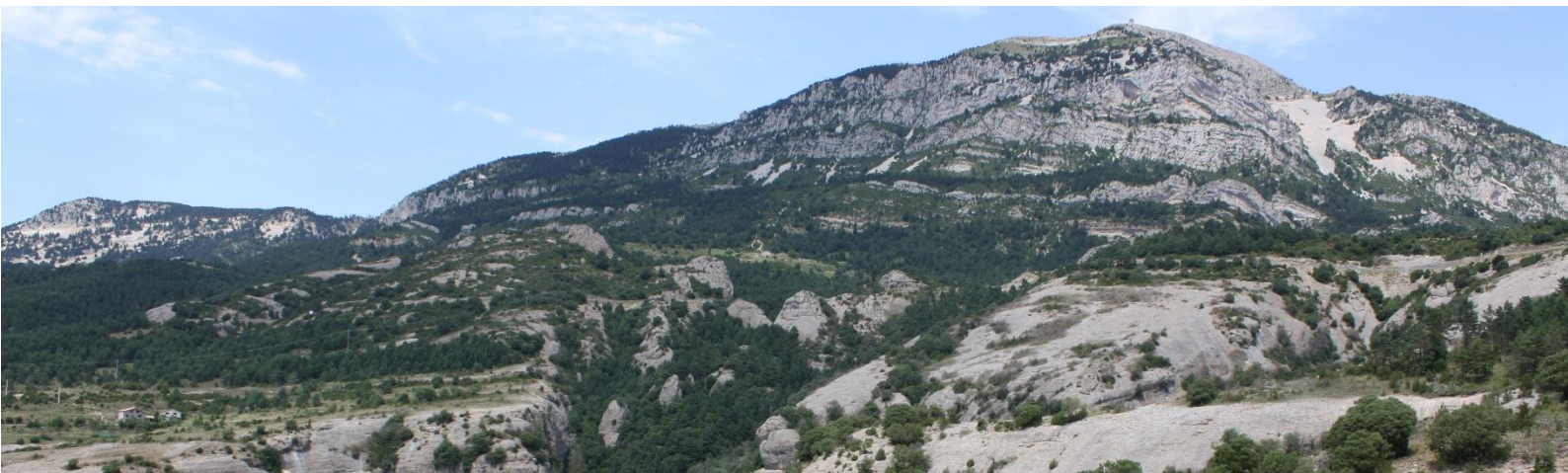


Figura 84: Corba de calibratge del sensor de terbolesa instal·lat a la secció d'Altés durant el període 2012-2013.

ANNEX B



Imatge: Jordi Tuset

L'Annex B, recull tres contribucions presentades a congressos 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.

- Tuset, J., Cangros, A., Batalla, R.J., Vericat, D., 2012. Dinámica morfo-sedimentaria del tramo medio del río Segre: evolución histórica y efectos antrópicos, en: González-Díez, A., Fernández-Maroto, G., Doughty, M.W. (Eds.), Avances de la geomorfología en España 2010-2012: actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología / coord. González Díez A. Ediciones de la Universidad de Cantabria, Santander, pp. 461-464.
- Tuset, J., Vericat, D., Batalla, R.J., 2014. Patrones de histéresis de sedimentos en suspensión en una cuenca mediterránea de montaña, en: Schnabel, S., Gómez Gutiérrez, A. (Eds.), Avances de la Geomorfología en España 2012-2014. Cáceres, pp. 159-162.
- Tuset, J., Vericat, D., Batalla, R.J., 2016. A water and sediment budget for a Mediterranean mountainous catchment (Southern Pyrenees). Geophysical Research Abstracts. Vol, 18. EGU2016–8373-1., en: EGU General Assembly. Vienna.

DINÁMICA MORFO-SEDIMENTARIA DEL TRAMO MEDIO DEL RÍO SEGRE: EVOLUCIÓN HISTÓRICA Y EFECTOS ANTRÓPICOS

Morpho-sedimentary dynamics of middle river Segre segment: historical evolution and anthropogenic effects

J. Tuset^(1,2), A. Cangros⁽³⁾, R.J. Batalla^(1,2,4,5), D. Vericat^(1,2,4,6)

- (1) Fluvial Dynamics Research Group (RIUS). www.fluvialdynamics.com
- (2) Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, E-25280, Solsona. jordi.tuset@ctfc.cat
- (3) ACA: Agencia Catalana de l'Aigua.
- (4) Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida.
- (5) ICRA: Institut Català de Recerca de l'Aigua.
- (6) Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University.

Abstract: In this paper we analyze the morpho-sedimentary dynamics of the middle River Segre in relation to flood magnitude and frequency, and changes on sediment availability. Morpho-sedimentary dynamics of this reach have been significantly altered due to dam construction and in-channel gravel mining. The effects of these alterations have been extensively analyzed. The methodological design includes a) statistical analysis of hydrological data (floods), b) analysis of the sediment trapping in reservoirs, c) assessment of volumes extracted from the channel, d) analysis of ancient and contemporary aerial photography and e) hydraulic modeling of four representative sections. The results demonstrate a cause-effect relationship between the reduction of the frequency and the magnitude of floods and the reduction of the active area of the channel and floodplain, and the disappearance of morpho-sedimentary active structures.

Palabras clave: geomorfología, sedimentología, crecidas, acción antrópica, río Segre

Key words: geomorphology, sedimentology, floods, anthropic action, Segre River

1. INTRODUCCIÓN

Los ríos son sistemas complejos que transfieren agua y sedimentos desde las zonas de cabecera hasta las zonas de sedimentación (Schumm, 1977). La interacción entre la dinámica hidrológica y sedimentaria determina no sólo el equilibrio entre los procesos físicos (Leopold et al., 1964) sino también el estado ecológico (e.g. Wiens, 2002). De manera general, las características morfológicas y sedimentológicas de un río son el resultado de la interacción entre la competencia del flujo (magnitud y frecuencia), el suministro de sedimentos (cerca y de aguas arriba) y las alteraciones / modificaciones antrópicas (cambios usos del suelo, extracciones áridos, etc.). Todas aquellas alteraciones que generen cambios en el régimen hidrológico (incluyendo las crecidas) y sedimentario producirán una ruptura en el equilibrio de los procesos morfo-sedimentarios. El río buscará un nuevo

equilibrio de acuerdo con la nueva situación. El alcance de un nuevo equilibrio no es inmediato y, después de un periodo de relajación en el que los efectos a la alteración pueden ser mínimos (i.e. *relaxation time*, Petts y Gurnell, 2005), la búsqueda del nuevo equilibrio puede generar efectos sobre la morfología, sedimentología y ecología fluvial.

2. EL TRAMO MEDIO DEL RÍO SEGRE

El tramo medio del río Segre está sujeto a numerosas alteraciones antrópicas que modifican el equilibrio entre los procesos físicos y el estado ecológico. Entre estas alteraciones cabe destacar las extracciones de áridos (desde los años 70) y la construcción de embalses (Oliana en 1958 y Rialb en 1998, con una capacidad del vaso de 101,1 i de 402,8 hm³ respectivamente). Ambas alteraciones modifican el régimen hidrológico y de crecidas, el subministro y transporte de

sedimentos y, consecuentemente, la dinámica morfológica y sedimentaria. En este estudio se presenta un diagnóstico hidrológico, sedimentario y morfológico del tramo medio del río Segre (cuenca de 22.600 km² ubicada en el nordeste de la Península Ibérica, Lleida), delimitado entre los municipios de Ponts y Alòs de Balaguer (40 km; seleccionado como representativo del Segre medio; e.g. Fig. 1).



Fig. 1. Fotografías aéreas del río Segre en el paraje de Sant Julià, municipio de Alòs de Balaguer (32,5 km aguas debajo de la presa de Rialb). Entre la fotografía aérea del año a) 1956 y el ortofotomapa del año b) 2008 se observa una pérdida importante de áreas sedimentarias activas (i.e. barras) y una reducción de la superficie activa del cauce debido a la intrusión de la vegetación de ribera. La flecha indica la dirección del flujo.

3. APROXIMACIÓN METODOLÓGICA

El estudio se basa en el análisis de la dinámica morfológica del tramo de estudio basándose en el régimen de crecidas y en la disponibilidad de sedimentos, haciendo hincapié en la sensibilidad del sistema frente a los desajustes de origen antrópico (i.e. extracciones de áridos y presas) y al estado morfo-sedimentario actual. Para ello, se ha diseñado una metodología integrada de cinco bloques (Fig. 2). Los tres primeros bloques están centrados en cuantificar los aportes de energía y de sedimentos (y su evolución) que el sistema dispone para mantener su equilibrio

morfológico y sedimentario: (B1) alteración del régimen hidrológico y de crecidas, (B2) captura de sedimentos en embalses y (B3) alteración morfo-sedimentaria. El cuarto, (B4) evolución morfológica, analiza la sensibilidad del sistema frente al desajuste en la entrada de energía en el sistema, en la eliminación de caudal sólido procedente de aguas arriba y en la reducción de las áreas fuente de sedimento del propio cauce. Por último, el bloque (B5) se centra en la modelización hidráulica y de inicio de movimiento (i.e. competencia) de escenarios de crecida contemporáneos con el objetivo de evaluar la dinámica morfo-sedimentaria actual.



Fig. 2. Diagrama metodológico general empleado para el diagnóstico de la dinámica morfo-sedimentaria del tramo medio del río Segre.

3.1. Alteración del régimen hidrológico y de crecidas (B1)

La evaluación de la alteración hidrológica se ha basado en el trabajo "Índices de Alteraciones Hidrológica en Ríos (ÍAHRIS)" (Martínez y Fernández, 2006). Estos índices permiten evaluar de manera objetiva y con una trascendencia principalmente ambiental la alteración de la magnitud-frecuencia ocasionada por la regulación de los caudales.

3.2. Captura de sedimentos en embalses (B2)

La captura de sedimentos en los embalses se ha obtenido mediante la comparación de la batimetría de éstos para diferentes periodos y en función de su disponibilidad. Además, se ha calculado el valor teórico de porcentaje de retención mediante el método de Brune (1953). Este método calcula la tasa teórica de retención de un embalse a partir de las características de éste y del caudal anual afluente.

3.3. Alteración morfo-sedimentaria (B3)

La Confederación Hidrográfica del Ebro ha facilitado la base de datos completa de extracciones de áridos del río Segre. El registro contiene 850 puntos de extracción desde el año 1973 hasta el 2009 con su localización y volumen de extracción. Estos datos permiten el cálculo del volumen total de áridos extraídos por unidad de cauce.

3.4. Evolución morfológica (B4)

El estudio de la dinámica morfológica del curso medio del Segre se realiza a partir del análisis de fotografías aéreas históricas, actuales y ortofotomapas. El estudio se compone de las siguientes tareas: (a) adquisición de fotografías aéreas y ortofotomapas de diferentes vuelos representativos de la evolución morfológica del tramo de estudio; (b) tratamiento de las imágenes para su georeferenciación y posterior análisis mediante un Sistema de Información Geográfica; (c) identificación, delimitación y digitalización de unidades sedimentarias a lo largo del tramo; (d) creación de una base de datos cartográfica digital y georeferenciada; y (e) análisis evolutivo de las diferentes unidades sedimentarias.

3.5. Modelización hidráulica de las condiciones hidro-sedimentarias (B5)

Debido a la heterogeneidad del tramo del Segre medio se han identificado 4 sub-tramos representativos de las diferentes características morfo-sedimentarias

actuales. En cada uno de estos sub-tramos se ha seleccionado una sección estándar de las características geomorfológicas existentes. Posteriormente se ha obtenido información de campo (e.g. topografía, granulometría, nivel máximo inundado anualmente etc.) para modelizar escenarios de crecida como base para el estudio de la dinámica morfo-sedimentaria contemporánea. Esta modelización permite estimar el inicio de movimiento de los sedimentos característicos en las secciones de control y determinar la capacidad de transporte de los caudales modelizados. Adicionalmente, se ha determinado el caudal *bankfull* (método hidráulico) y modelizado su capacidad y competencia. La modelización se ha realizado mediante Hec-Ras V.4.1., programa de cálculo de flujo hidráulico unidimensional en lámina libre, diseñado para calcular avenidas hidrológicas en ríos (USACE, 2008).

4. RESULTADOS PRELIMINARES

(B1). El análisis del régimen de crecidas muestra como la respuesta hidrológica del sistema frente a eventos de alta magnitud se ha reducido un 15% desde el año 1958 y un 35% desde el 1999. Esta alteración hidrológica limita enormemente la energía disponible para el trabajo morfológico del cauce.

(B2). La retención de sedimentos en el embalse de Oliana se cuantifica en $0,46 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$, valor que según el criterio de Brune (1953) correspondería al 87% del caudal sólido que entra en el embalse. La retención teórica en el embalse de Rialb se estima entorno al 97% del sedimento entrante.

(B3). El volumen total de sedimentos extraído en el cauce del medio Segre es superior a los 3,3 millones de metros cúbicos (1973-2009), casi la mitad de todo el volumen inventariado del río Segre. Este valor corresponde a un volumen de aproximadamente $2,3 \text{ m}^3$ por metro lineal de cauce y año.

(B4). Los cambios morfológicos (1956-

2008) indican la pèrdua del 55% de la anchura activa (Fig. 3) del cauce. La mobilitat del cauce en planta se ha vist gravement reduïda (menor mobilitat); se ha incrementat el àrea ocupada per la vegetació de ribera i se ha reduït substancialment les unitats morfològiques actives (e.g. Fig. 1). Hay que destacar la enorme activitat morfo-sedimentaria observada després de la riada del novembre de 1982 y la posterior estabilizaci3n (Fig. 3).

(B5). Segun los resultados de la modelizaci3n hidr3ulica la competencia de caudales en dos de las cuatro secciones es insuficiente para movilizar los sedimentos de mayor tama1o (percentil 84 y superiores). El cauce presenta un elevado acorazamiento que, junto con la colonizaci3n de la vegetaci3n de ribera de las àreas hist3ricamente activas ha favorecido una situaci3n de menor dinàmica fluvial.

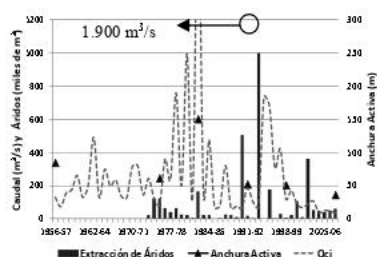


Fig. 3. Evoluci3n cronol3gica de la anchura activa del cauce, de las extracciones de àridos y del caudal m3ximo anual instant3neo del tramo del Segre medio entre los a1os 1956 y el 2008.

Los resultados evidencian una doble relaci3n causa-efecto entre la reducci3n de la magnitud-frecuencia de las crecidas y la reducci3n del àrea activa del cauce (Fig. 3), as3 como entre la desaparici3n de unidades morfo-sedimentarias dinàmicas y la pèrdua de disponibilidad de carga de fondo extra3da o capturada.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del Convenio entre L'Agència Catalana de l'Aigua y el Centre Tecnol3gic Forestal de Catalunya para el estudio de la dinàmica

fluvial en las Cuencas Intercomunitarias del Segre-Ebro en Catalunya. Tamb3n ha sido de gran ayuda el soporte recibido en el marco de los proyectos CGL2009-09770/BTE y Consolider Ingenio 2010 CSD2009-00065. Por 3ltimo, el primer autor est3 contratado mediante el programa Ram3n y Cajal (RYC-2010-06264) del Programa Nacional de Contrataci3n e Incorporaci3n de Recursos Humanos de Investigaci3n.

REFERENCIAS

- Brune, G.M. 1953. Trap efficiency of reservoirs. *Transactions of American Geophysical Union* 34 (3).
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., y Miller, J.P. 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*. W.H. Freeman and Co, San Francisco, 522p.
- Mart3nez, C., Fern3ndez, J.A. 2006. Índices De Alteraci3n Hidrol3gica En Ecosistemas Fluviales. *Ministerio de Medio Ambiente*. Madrid.
- Petts, G.E. y Gumell, A.M. 2005. Dams and Geomorphology: Research progress and future directions. *Geomorphology* 71, 27-47.
- Schumm, S.A., 1977. *The fluvial system*. John Wiley & Sons, New York, 338 p.
- US Army Corps of Engineers (USACE). 2008. HEC-RAS River Analysis System: Hydraulic Reference Manual. *US Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center*, Davis, CA.
- Wiens, J.A. 2002. Riverine landscapes: taking landscape ecology into the water. *Freshwater Biology* 47, 501-515.

PATRONES DE HISTÉRESIS DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN EN UNA CUENCA MEDITERRANEA DE MONTAÑA

Suspended sediment hysteresis patterns in a Mediterranean mountainous basin

J. Tuset^{1,2}, D. Vericat^{1,2,3,5} y R.J. Batalla^{1,2,3,4}

1 Fluvial Dynamics Research Group (RIUS; www.fluvialdynamics.com)

2 Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, E-25280, Solsona

3 Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida, E-25198, Lleida

4 ICRA: Institut Català de Recerca de l'Aigua, E-17003, Girona

5 Institute of Geography and Earth Sciences, Aberystwyth University, Ceredigion SY23 3DB, Wales, UK

Abstract: In this paper we analysed suspended sediment dynamics in the Ribera Salada basin during three consecutive years. Hydrosedimentary information was recorded continuously at the hydrometric station of Inglabaga. The spatial distribution of the precipitation was obtained from images of daily rainfall fields obtained by means of radar information. Relationships between suspended sediment concentration and discharge at the event scale have been studied by means of the hydrographs and the sedigraphs obtained in the Inglabaga monitoring station. These have been classified based on Williams (1989) and Lawler *et al.* (2006). The results confirm that (i) the relationship between water and sediment yield is clearly different depending on the season of the year, (ii) cycles of sediment production-deposition-depletion are found at the annual scale and, finally, (iii) the majority of the sediment sources are located far from the monitoring station.

Palabras clave: dinámica de los sedimentos en suspensión, análisis de histéresis, radar, cuenca del Ebro, Ribera Salada

Key words: suspended sediment dynamics, hysteresis analysis, radar, Ebro basin, Ribera Salada

1. INTRODUCCIÓN

La evacuación de los sedimentos a través de los ríos no es un proceso constante en el tiempo, en general se produce en oleadas durante eventos hidrológicos individuales y competentes. La competencia de las crecidas, junto con la disponibilidad de sedimentos, explica parte de la dinámica del transporte de sedimentos. En el caso de los sedimentos finos, su exportación no depende tanto de la competencia del flujo sino de la disponibilidad de las fuentes suministradoras. El conocimiento de estas fuentes de sedimento juega un papel fundamental para los agentes responsables de la gestión y/o el control de sus aportaciones. El estudio de la dinámica del transporte de sedimentos es determinante para numerosos aspectos (e.g. estudios de hábitat físico, estudios de transportes de contaminantes de origen difuso; Walling y Collins, 2008). La tipología y características del área fuente de los sedimentos (e.g. pastizales, zonas de cultivo,

etc.) es fundamental para la comprensión de los procesos responsables de su movilización (e.g. erosión laminar, erosión del cauce, Walling, 2013). El análisis de los patrones de transporte de sedimentos en suspensión dentro de los eventos hidrológicos (i.e. patrones de histéresis) ofrece la posibilidad de entender el papel de las áreas fuente, los principales mecanismos de transporte y su variabilidad temporal (Williams, 1989). En este trabajo se analiza la dinámica de sedimentos en suspensión en la cuenca de la Ribera Salada durante tres años consecutivos.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca de la Ribera Salada se encuentra al sur del Prepirineo catalán, NE de la Península Ibérica (Figura 1). Ocupa una extensión de 224 km² antes de su confluencia con el río Segre en el embalse de Rialb (cuenca del Ebro). Tiene un desnivel de casi 2000 metros (de 420 a 2386 m) y predomina el clima mediterráneo de montaña, con rasgos subalpinos en las cabeceras. La

precipitació mitjana anual es de 763 mm. La estació amb major precipitació és la primavera i la menor el hivern. El substrat geològic està compost per conglomerats massius i materials molt fracturats d'origen calcari en les cabeceres. Els sòls són delgats i amb una notable pedregositat (Verdú *et al.*, 2000). La cobertura vegetal és principalment forestal (89,8%) i agrícola (9,7%).

La estació hidromètrica d'Inglabaga drena un àrea de 114,5 km². La Ribera Salada té un règim perenne amb un cabdal mitjà de 0,5 m³ s⁻¹ (Vericat i Batalla, 2010). En general, el lecho del riu se troba acorazado (Batalla *et al.*, 2010). El material superficial està compost de gravas i guijarros (D₅₀ = 56 mm) i presenta patches de arena i de gravas (D₅₀ = 1,2 mm) en un 20 % de la superfície (Mueller *et al.*, 2008).

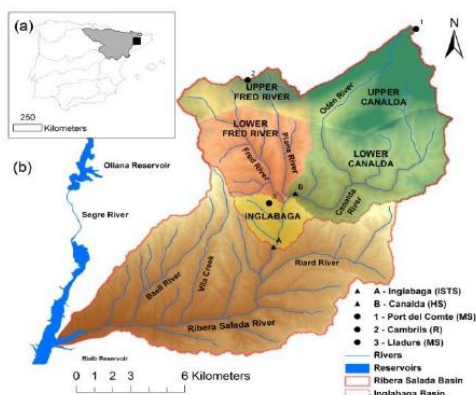


Fig. 1. (a) Localització de la cuenca de la Ribera Salada. (b) Ubicació de les estacions hidrològiques (Δ) i meteorològiques (O).

Fig. 1. (a) Location of the Ribera Salada. (b) Position of the hydrological (Δ) and meteorological (O) stations.

3. APROXIMACIÓ METODOLÒGICA

El estudi se basa en el anàlisi de la dinàmica del sediment en suspensió en la cuenca de la Ribera Salada entre el novembre del 2005 al novembre del 2008.

3.1. Adquisició de dades

La estació de Inglabaga tancarà l'àrea de estudi, en la que se registraren dades del nivell de l'aigua (Druck 1730 – PDCR) i de la turbides (Analite NEP9350) en continu (registre cincominutal). Els valors de profunditat de

l'aigua (i.e. d) se transformaren a cabdal (i.e. Q) mitjançant una recta de tarado obtinguda amb la combinació de aforos de camp i modelització. Se obtingueren un total de 367 mostres d'aigua (ISCO 3700) durant creixes per al càlcul de la concentració de sediment en suspensió (CSS) i la posterior calibració del turbidímetre. Dicha calibració se ha utilitzat per convertir els dades de turbides a CSS (Vericat i Batalla, 2010).

Els pluviòmetres del Port del Comte (2316 m), Cambrils (1760 m) i Lladurs (785 m) proporcionaren la intensitat horària de la precipitació en cada esdeveniment (veure localització en Figura 1). El volum i la variabilitat espacial de la precipitació diària foren extraïdes a través de camps de precipitació obtinguts per la combinació dels registres històrics de precipitació de múltiples estacions meteorològiques i els patrons de precipitació diària identificats en imatges de radar (Coll, 2010). Este producte ha sigut desenvolupat per el CRAHI, UPC) i facilitat per la Agencia Catalana del Agua.

3.2. Anàlisi de la relació Q-CSS

Per a analitzar la dinàmica dels sediments en suspensió se classificaren les relacions Q-CSS per a cada esdeveniment amb els patrons de histeresis definits en el treball de Williams (1989). La classificació se feu de forma gràfica. En alguns casos, la identificació del patró no fou evident, en aquests casos se calculà per a l'índice de histeresis segun Lawler *et al.* (2006). El índice de histeresis (Himid) permet quantificar la magnitud i direcció de la histeresis.

3.3. Càlcul de la tensió de corte

Con el augment del cabdal la tensió de corte se incrementa, se inicia la mobilitat del material del lecho i la coraza comença a desestabilitzar-se. En estas circumstancies el cauce comença a subministrar material de un calibre relativament inferior al del lecho (i.e. arena) i este comença a contribuir al transporte de sediments. Dadas estas condiciones se puede hipotetizar que la rotura de la coraza podría incrementar substancialmente la disponibilidad i la carga de sediment fino. Vericat i Batalla (2010) estiman el umbral crític per a la mobilització del tamaño de la partícula mitjana (D₅₀) de la coraza alreodol de los 41 N m⁻².

Con el objetivo de calcular la competencia de los diferentes caudales de crecida e identificar el inicio de la inestabilidad de la coraza, se utilizó el modelo hidráulico HEC-RAS versión 4.1, (Hydrologic Engineering Center, Army Corps of Engineers; HEC, 2010).

4. RESULTADOS PRELIMINARES

4.1. Patrones temporales del transporte de sedimentos en suspensión

La carga total de sedimentos en suspensión para el periodo 2005-2008 fue de 1.466 toneladas, lo que corresponde a un promedio anual de 488,7 toneladas ($CV = 0,29$; $4,3 \text{ t km}^{-2} \text{ año}^{-1}$). Estos resultados se encuentran por debajo del percentil 25 en la producción de sedimentos en suspensión según el trabajo de Vanmaercke *et al.* (2012) y considerando la Ribera Salada como una cuenca perteneciente a la región mediterránea. Esta simple comparación refleja una escasa actividad sedimentaria. El transporte de sedimentos en suspensión alcanza su máximo estacional en primavera con 232,1 toneladas y el mínimo en invierno con 24,9 toneladas. Solo el 54% de la carga sólida anual es transportada durante crecidas (i.e. 780 toneladas), evidenciando el papel de la carga atribuida al caudal base (transporte marginal). Este varía en función de la estación del año (e.g. 32% en primavera y 70 % en invierno) y de la actividad hidrometeorológica del año. A escala de crecida, la CSS media es de $0,094 \text{ g l}^{-1}$ mientras que se superan los 2 g l^{-1} en 5 ocasiones. La CSS máxima es de 3 g l^{-1} .

4.2. Dinámica del sedimento en suspensión

4.2.1. Dinámica a escala mensual

Los ciclos de suministro-sedimentación-agotamiento ocurren a escala anual. Estos ciclos se observan en la relación entre la carga sedimentaria y la aportación o escorrentía mensual. Esta relación (Figura 2) presenta un doble bucle; uno de finales de invierno hasta finales de junio y otro más corto de julio a octubre. El comportamiento mensual entre las aportaciones de sedimento y de agua describe un patrón de histéresis en forma de ocho, evidenciando la existencia de varias fuentes de sedimentos con un periodo de suministro-sedimentación-agotamiento claramente diferente.

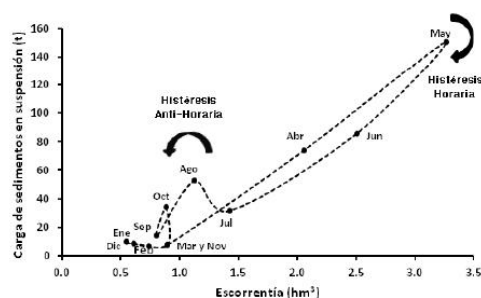


Fig. 2. Bucle de histéresis mensual de la carga de sedimentos en suspensión para todo periodo de estudio.
Fig. 2. Monthly hysteresis loop of suspended sediment load for all study period.

4.2.1. Dinámica a escala de evento

Un total de 72 crecidas fueron clasificadas: 38 siguieron un patrón de histéresis en sentido anti-horario, 18 un patrón en sentido horario, 6 un patrón en forma de ocho y 2 un patrón lineal. El resto de eventos (8 casos) no siguieron ningún patrón claro.

Los datos de precipitación (intensidad y ubicación) han sido utilizados para examinar la localización de las principales áreas fuente de sedimentos y el análisis de los principales mecanismos de transporte. La variabilidad espacial de la precipitación se analizó de manera específica mediante la división del área de estudio en 5 subcuencas (Figura 1).

Las principales fuentes y mecanismos que explican cada patrón son:

Anti-horario: la fuente de sedimentos se encuentra en el extremo más alejado de la zona que mayormente contribuye en la generación de escorrentía superficial, y por lo tanto, los sedimentos alcanzan la corriente durante la recesión del hidrograma.

Horario: La causa principal y más recurrente que explicaría este patrón es la movilización del material que ha quedado depositado en el cauce y zonas protegidas por las crecidas precedentes por la imposibilidad de ser transportado por las mismas. En otros casos, el patrón de histéresis horaria es debido a la localización de la máxima intensidad horaria de la precipitación en un punto cercano a la salida de la cuenca. En circunstancias menos frecuentes, la tensión crítica de la coraza es superada por la tensión de corte de la avenida, produciendo una desestabilización del lecho que deja parte del

material subsuperficial susceptible de ser transportado aguas abajo (Figura 3.), modificando la estructura sedimentaria para las crecidas subsecuentes.

Forma de ocho: Patrón causado por una crecida con i) un patrón horario y uno anti-horario, o ii) por un patrón anti-horario donde el sedimento pierde toda relación con la escorrentía en la recesión.

Lineal: Se producen después de veranos con una alta actividad sedimentaria en eventos con lluvias generales (escala de cuenca) y con un dinamismo de bajo nivel hidrológico y sedimentario.

Sin Patrón: Incluyen las crecidas con ninguna respuesta sedimentaria al aumentar el valor del caudal. Todos los casos se producen entre noviembre y marzo.

Los resultados confirman que la mayoría de las fuentes de sedimentos se encuentran muy lejos de la estación de monitoreo y que la relación entre Q-CSS es claramente estacional. Así mismo, los resultados permiten una mejor comprensión de las relaciones entre precipitación, escorrentía, y generación y transporte de sedimentos en cuencas Mediterráneas perennes.

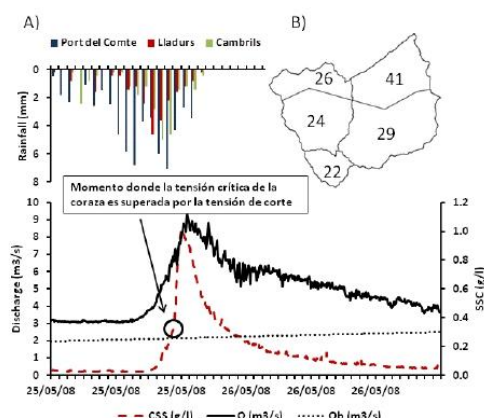


Fig. 3. A) Distribución de la intensidad de precipitación, del caudal, del caudal base y de la CSS de la crecida del 16/06/2006. B) Distribución de los campos de lluvia en las 5 subcuencas analizadas (16/06/2006).

Fig. 3. A) Distribution of the rainfall intensity, discharge, base flow and SSC of the flood registered on 16/06/2006. B) Rainfall distribution during the of 16/06/2006 event.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del Convenio entre L'Agència Catalana de l'Aigua y el Centre Tecnològic Forestal de Catalunya para el

estudio de la dinámica fluvial en las Cuencas Intercomunitarias del Segre-Ebro en Cataluña. Por último, el segundo autor está contratado mediante el programa Ramón y Cajal (RYC-2010-06264) del Programa Nacional de Contratación e Incorporación de Recursos Humanos de Investigación.

REFERENCIAS

Batalla, R.J., Vericat, D., Gibbins, C.N., Garcia, C. 2010. Incipient Bed-Material Motion in a Gravel-Bed River: Field Observations and Measurements. En: Gray, J.R., Laronne, J.B., Marr, J.D.G. (Eds): Bedload-surrogate monitoring technologies. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 5091, 52-66.

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. Máster, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona.

Hydrologic Engineering Center. 2010. HEC-RAS, River Analysis System Hydraulic Reference Manual. CPD-69, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, 417.

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. The Science of the total environment 360 (109), 26.

Mueller, E., Batalla, R., Garcia, C., Bronstert, A. 2008. Modeling Bed-Load Rates from Fine Grain-Size Patches during Small Floods in a Gravel-Bed River. J. Hydraul. Eng. 134 (10), 1430-1439.

Vanmaercke, M., Maetens, W., Poesen, J., Jankauskas, B., Jankauskiene, G., Verstraeten, G., de Vente, J. 2012. A comparison of measured catchment sediment yields with measured and predicted hillslope erosion rates in Europe. Journal of Soils and Sediments 12, 586-602.

Verdú, J.M., Batalla, R.J., Poch, R.M^a. 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.

Walling D. E., Collins A.L. 2008. The catchment sediment budget as a management tool. Environ Sci Policy 11 (136), 143.

Walling, D. E. 2013. The evolution of sediment source fingerprinting investigations in fluvial systems. Journal of soils and sediments 13 (10), 1658-1675.

Williams, G.P. 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. Journal of Hydrology 111, 89-106.



A water and sediment budget for a Mediterranean mountainous catchment (Southern Pyrenees)

Jordi Tuset (1,2), Damià Vericat (1,2,3), Ramon J. Batalla (2,3,4)

(1) Forest Sciences Centre of Catalonia, Solsona, Spain, (2) RIUS Fluvial Dynamics Research Group, University of Lleida, Spain, (3) Department of Environment and Soil Sciences, University of Lleida, Spain, (4) Institut Català de Recerca de l'Aigua, Girona, Spain

Sediment transport in Mediterranean mountainous catchments is highly variable influenced principally by sediment availability, which in turn is controlled by the temporal and spatial variability of rainfall, runoff and land uses. In this paper we present the water and sediment budget of the Ribera Salada, a Mediterranean forest catchment located in the Catalan Pre-Pyrenees (NE Iberian Peninsula). The river drains an area of 224 km². The data acquisition design is composed by five nested experimental sub-catchments. Each monitoring station registers discharge and suspended sediment transport continuously. Here we present the data obtained between 2012 and 2013, two contrasted hydrological years. These data allows to analyse the contribution of each sub-catchment to the total water and suspended sediment yield of the catchment at multiple temporal scales.

Annual water yield in the catchment outlet varied between 15 and 31 hm³ y⁻¹. Maximum peak flow in the outlet of the basin was 60.9 m³ s⁻¹; equivalent to a specific discharge of 0.28 m³ s⁻¹ km². Results indicate that, hydrologically, the catchment can be divided in two areas with contrasted regimes. The upper part of catchment is the wettest zone, where the water yield of each sub-catchment is directly and positive correlated to its area. In contrast, the bottom of the valley has an ephemeral hydrological regime that only supplies water during important rainfall events. Annual suspended sediment load at the catchment outlet oscillated between 615 and 3415 t y⁻¹, with an average value of 2015 t y⁻¹ (i.e. 9.3 t km⁻² y⁻¹). In contrast to the water yield, most of the suspended sediment load (i.e. 80%) is supplied from the driest part of the catchment where sediment availability is greater and there is a greater connectivity between sediment sources and the channel network. The humid part of the catchment only yielded the 20% of the sediment load, where, as in the case of the water yield, sediment yield is directly and positive correlated to the catchment area of the sub-catchments. In general, the values obtained for the Ribera Salada are lower than the yields reported for other neighboring catchments, what indicates the low geomorphic activity of the catchment.

Results indicate as although the majority of the water is supplied from the headwaters of the catchment, only 1/5 of the sediment load is supplied from this area. Suspended sediment dynamics are clearly controlled by the driest part of the catchment (lower part) where sediment availability and connectivity are higher. The results point out the importance of sediment sources and availability to understand sediment dynamics in Mediterranean mountain catchments.

Water and sediment budget for a Mediterranean mountainous basin (Southern Pyrenees)



Jordi Tuset^{1,2}, Damià Vericat^{1,2,3}, Ramon J Batalla^{1,2,3,4}

¹ Forest Science Centre of Catalonia, Solsona, Catalonia; ² RUISS Fluvial Dynamics Research Group; ³ Department of Environment and Soil Sciences, University of Lleida, Catalonia; ⁴ Institut Català de Recerca de l'Aigua, Girona, Catalonia. Corresponding author: Jordi Tuset (jordi.tuset@ctfc.cat)

INTRODUCTION

Sediment transport in Mediterranean mountainous basins is highly variable influenced principally by sediment availability, which in turn is controlled by the temporal and spatial variability of rainfall, runoff and land uses.

In this poster we present the water and sediment budget of the Ribera Salada, a Mediterranean forest basin located in the Catalan Pre-Pyrenees (NE Iberian Peninsula; Figure 1 and 2). The river drains an area of 224 km².

DATA AND METHODS

The data acquisition design is composed by five nested experimental sub-basins (Figure 1, Table 1). Each monitoring station registers discharge and suspended sediment transport continuously (Figure 3). Here we present the data obtained between 2012 and 2013, two contrasted hydrological years (Figures 4 and 5). These data allows to analyse the contribution of each sub-basin to the total water and suspended sediment yield of the basin at multiple temporal scales.

RESULTS

Annual water yield in the basin outlet varied between 15 and 31 hm³ y⁻¹. Maximum peak flow in the outlet of the basin was 60.9 m³ s⁻¹; equivalent to a specific discharge of 0.28 m³ s⁻¹ km² (the peak data was measured at 5-minutes intervals).

Results indicate that, hydrologically, the basin can be divided in two areas with contrasted regimes. The upper part of basin is the most humid zone, where the water yield of each sub-basin is positive correlated to its area.

In contrast, the bottom of the valley has an ephemeral hydrological regime that only supplies water during important rainfall events. Annual suspended sediment load at the basin outlet oscillated between 615 and 3415 t y⁻¹, with an average value of 2015 t y⁻¹ (i.e. 9.3 t km⁻² y⁻¹). The basin shows two maximum sediment yields, the highest in Spring and other in summer (Figure 6).

In contrast to the water yield, most of the suspended sediment load (i.e. 80%) is supplied from the dry basin (Figure 7) where sediment availability

is greater and there is a greater connectivity between sediment sources and the channel network (Figure 2).

The humid basin only yielded the 20% of the sediment load, where, as in the case of the water yield, sediment yield is directly and positive correlated to the basin area of the sub-basin (Figure 7).

In general, the values obtained for the Ribera Salada are lower than the yields reported for other neighboring basins, what indicates the low geomorphic activity of the basin.

CONCLUSION

Results indicate as although the majority of the water is supplied from the headwaters of the basin, only 1/5 of the sediment load is supplied from this area. Suspended sediment dynamics are clearly controlled by the dry basin (lower part) where sediment availability and connectivity are higher. The results points out the importance of sediment sources and availability to understand sediment dynamics in Mediterranean mountain basin.

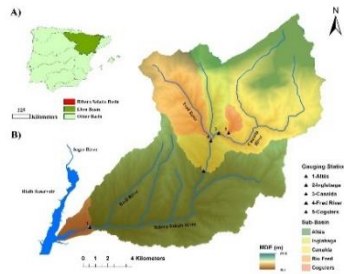


Figure 1. (A) Location of the Ribera Salada basin in the Ebro basin (NE Iberian Peninsula). (B) The Ribera Salada sub-basins showing the location of 5 Hydrometric Station (HS) and 5 sub-basins.



Figure 2. The middle basin of Ribera Salada have a forest domain of territory and the V-shaped channels due to a strong process of incision during the Quaternary (Photo by Jordi Tuset).

Table 1. Main characteristics of the five nested experimental sub-basins

Characteristics	Corgueta	Fred_river	Canada	Inglabaga	Altés
Area (km ²) ^a	2.4 (10%)	26.8 (120%)	65.1 (291%)	143.3 (641%)	211.4 (970%)
Mean river slope (‰) ^b	6.86 (6.6)	4.60 (4.1)	7.90 (7.2)	6.21 (5.7)	4.21 (3.8)
Lithology	Calcareous conglomerates	Limestone, clay soil conglomerates	Limestone and clay soil conglomerates	Limestone and clay soil conglomerates	Claystone and clay soil conglomerates
Time concentration (min)	89	83	89	129	266
Altitude interval (m)	421.1	102.04	1750	1399.48	1839.26
Forest (% basin area)	85.68	83.34	68.76	68.19	71.67
Pasture (% basin area)	2.02	2.87	7.87	5.76	4.39
Agricultural lands (% basin area)	5.14	3.98	13.2	5.46	9.93
River reach (% basin area) ^c	4.98	12.46	10.37	10.46	7.12

^a In parenthesis, the percentage of the total area occupied by dominant lithology
^b In parenthesis, the average channel slope of the created section
^c Factor by (a) rocky terrain (i.e. inside conglomerates), (b) factor with a clear vegetative cover of 20% and (c) area with lithology description of the basin area downstream of basin reach higher



Figure 3. The Canada Hydrometric Station (Photo by David Estary). Water depth and turbidity were continuously measured by means of a pressure transmitter (Druck® 1730-PDCR) and a turbidimeter (ANALITE® NEP9350; range: 0–3000 NTU), respectively. This setting was the same in all the monitoring stations with the exception of River Fred Hydrometric Station, that it had a float with a water level sensor and a data logger.

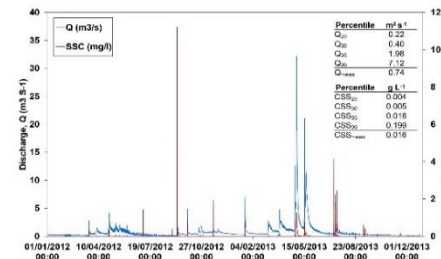


Figure 4. Hydrograph and sedigraph recorded at Altés Hydrometric Station during the study period. A summary table is included where Q_{mean} indicates the mean flow discharge for the all study period (2012-2013), Q_i shows characteristic percentiles of the flow discharge, where i is the given percentile, SSC_{mean} indicates the mean SSC, and SSC_i shows characteristic i percentiles of the SSL. The data are shown with 1-hour intervals.

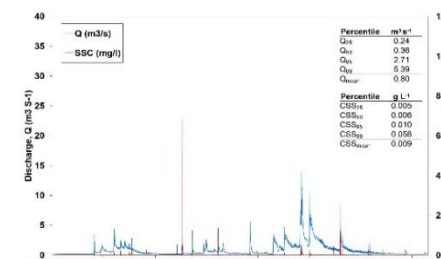


Figure 5. Hydrograph and sedigraph recorded at Inglabaga Hydrometric Station during the study period. A summary table is included where Q_{mean} indicates the mean flow discharge for the all study period (2012-2013), Q_i shows characteristic percentiles of the flow discharge, where i is the given percentile, SSC_{mean} indicates the mean SSC, and SSC_i shows characteristic i percentiles of the SSL. The data are shown with 1-hour intervals.

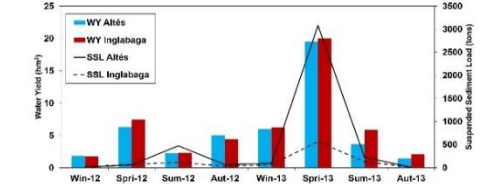


Figure 6. Seasonal water yield (WY) and suspended sediment load (SSL) for the study period in the Inglabaga and Altés sub-basins. Spring is the season that recorded the maximum water and sediments yield of the year, followed by a second maximum in the summer.

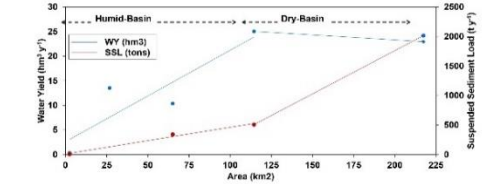
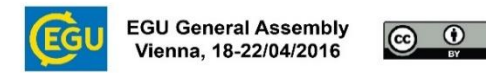


Figure 7. Relationship between annual average of water yield (WY) and suspended sediment load (SSL) per area for the study period 2012-2013. The humid part of the basin supplied 1/5 of the sediment load versus to 4/5 parts of dry basin.

Acknowledgements

The second author has a research contract funded by the Ramón y Cajal Program (RYC-2010-06264) funded by the Ministry of Economy and Competitiveness and the EU-FEDER. Authors acknowledge the support from the Economy and Knowledge Department of the Catalan Government through the Consolidated Research Groups 'Fluvial Dynamics Research Group (2014 SGR 645). We thank all members of RIUS for all their support, specially David Estary for his assistance during fieldwork.



ANNEX C



Imatge: Jordi Tuset

L'Annex C presenta, íntegrament, els 3 articles publicats en relació directa amb la tesi. Aquests permeten ampliar els continguts que es presenten als capítols 2, 4 i 5 (p.ex. material suplementari). A continuació, 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. Per finalitzar, també s'ha inclòs una publicació de recursos docents elaborada en el marc de la tesi. Es tracta del Quadern nº 39 (ISBN:84-616-2527-7) 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.



Contents lists available at ScienceDirect

Science of the Total Environment

journal homepage: www.elsevier.com/locate/scitotenv



Rainfall, runoff and sediment transport in a Mediterranean mountainous catchment



J. Tuset^{a,b,*}, D. Vericat^{a,b,c}, R.J. Batalla^{a,b,c,d}

^a Fluvial Dynamics Research Group (RIUS; www.fluvialdynamics.com), Catalonia (Spain)

^b Forest Sciences Centre of Catalonia, E-25280 Solsona, Catalonia (Spain)

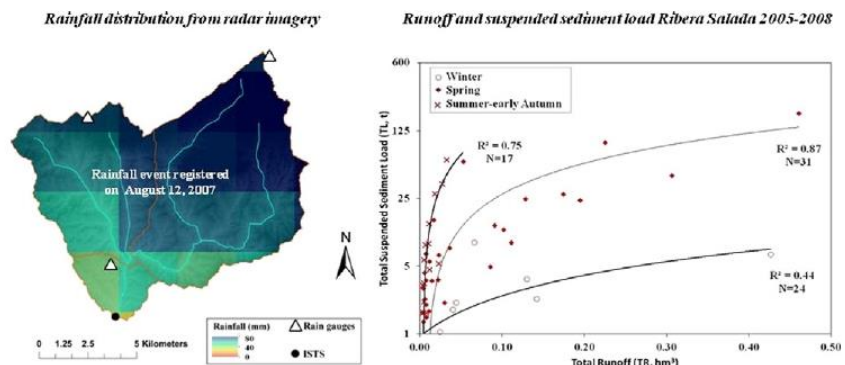
^c Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida, E-25198, Lleida, Catalonia (Spain)

^d ICRA: Institut Català de Recerca de l'Aigua, E-17003 Girona, Catalonia (Spain)

HIGHLIGHTS

- Total suspended load is predicted from rainfall and runoff variables.
- Suspended sediment concentrations are largely correlated with flood magnitude.
- Sediment load is highly dependent on direct runoff.
- Sediment load is not uniform through time but mostly concentrated in spring.
- Rainfall distribution from radar images are used and compared to field data.

GRAPHICAL ABSTRACT



ARTICLE INFO

Article history:

Received 30 April 2015

Received in revised form 14 July 2015

Accepted 15 July 2015

Available online 15 August 2015

Keywords:

Rainfall

Runoff

Sediment transport

Radar

Meso-scale catchment

Ribera Salada

Ebro basin

ABSTRACT

The relation between rainfall, runoff, erosion and sediment transport is highly variable in Mediterranean catchments. Their relation can be modified by land use changes and climate oscillations that, ultimately, will control water and sediment yields. This paper analyses rainfall, runoff and sediment transport relations in a meso-scale Mediterranean mountain catchment, the Ribera Salada (NE Iberian Peninsula). A total of 73 floods recorded between November 2005 and November 2008 at the Inglabaga Sediment Transport Station (114.5 km²) have been analysed. Suspended sediment transport and flow discharge were measured continuously. Rainfall data was obtained by means of direct rain gauges and daily rainfall reconstructions from radar information. Results indicate that the annual sediment yield (2.3 t km⁻¹ y⁻¹ on average) and the flood-based runoff coefficients (4.1% on average) are low. The Ribera Salada presents a low geomorphological and hydrological activity compared with other Mediterranean mountain catchments. Pearson correlations between rainfall, runoff and sediment transport variables were obtained. The hydrological response of the catchment is controlled by the base flows. The magnitude of suspended sediment concentrations is largely correlated with flood magnitude, while sediment load is correlated with the amount of direct runoff. Multivariate analysis shows that total suspended load can be predicted by integrating rainfall and runoff variables. The total direct runoff is the variable with more weight in the equation. Finally, three main hydro-sedimentary phases within the hydrological year are defined in this catchment: (a) Winter, where the catchment produces only water and very little sediment; (b) Spring, where the majority of water and

* Corresponding author at: Fluvial Dynamics Research Group (RIUS; www.fluvialdynamics.com), Catalonia (Spain).

E-mail address: jordi.tuset@ctfc.cat (J. Tuset).

sediment is produced; and (c) Summer–Autumn, when little runoff is produced but significant amount of sediments is exported out of the catchment. Results show as land use and climate change may have an important role in modifying the cycles of water and sediment yields in Mediterranean mountain catchments.

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Rivers are dynamic and complex natural systems that transfer water and sediments from sources to sinks (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; Frota 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., 2015a and 2015b) 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., 2015b).

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; López-Tarazón et al., 2010; Ly et al., 2013; Szcześniak and Pniewski, 2015). Remote sensing data have improved the spatial and temporal coverage of rainfall. For instance, information from radar (e.g. Quirnbach and Schultz, 2002; Fiener and Auerswald, 2009; Navratil et al., 2012; Borga et al., 2014; Hasan et al., 2014; Maira 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. López-Tarazón 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. 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 snow-melt 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_{max60}) 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, López-Tarazón et al. (2010) did not find any correlation between rainfall intensity and suspended sediment transport in the River Isabena, 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., 2014). 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, 2007; 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 km²) Mediterranean catchment. However, Onderka et al. (2012) found, in a small (2.7 km²) pluvio-oceanic catchment, that the mean suspended sediment concentrations (SSCs) are better correlated to runoff.

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. This study is performed in the Ribera Salada, a meso-scale Mediterranean mountain catchment in the Southern Pyrenees. As previously reported (e.g. López-Tarazón et al., 2010), although several studies have analysed the relationships between rainfall, runoff and sediment transport, the most part of such studies have been carried out in small scale agricultural catchments rather than in meso-scale forested catchments. Therefore, this paper presents new insights into the mechanisms and processes that dominate the hydro-geomorphological responses of Mediterranean mountain catchments. Moreover, this work also incorporates a novel method to extract spatial distributed rainfall fields by means of radar imagery. This new approach provides new opportunities to understand the importance of the distribution of rainfall in generating runoff and sediment transport at large spatial scales and at multiple temporal scales.

2. Study area

Research is carried out in the Ribera Salada, a medium-scale Mediterranean mountain catchment located in the Southern Pyrenees (NE Iberian Peninsula; Fig. 1). The Ribera Salada has an area of 224 km² and flows into the Rialb Reservoir, located in the River Segre. The Segre is the main tributary of the River Ebro.

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 (Fig. 1). 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 karsification); 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 mantle-thrust. 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.

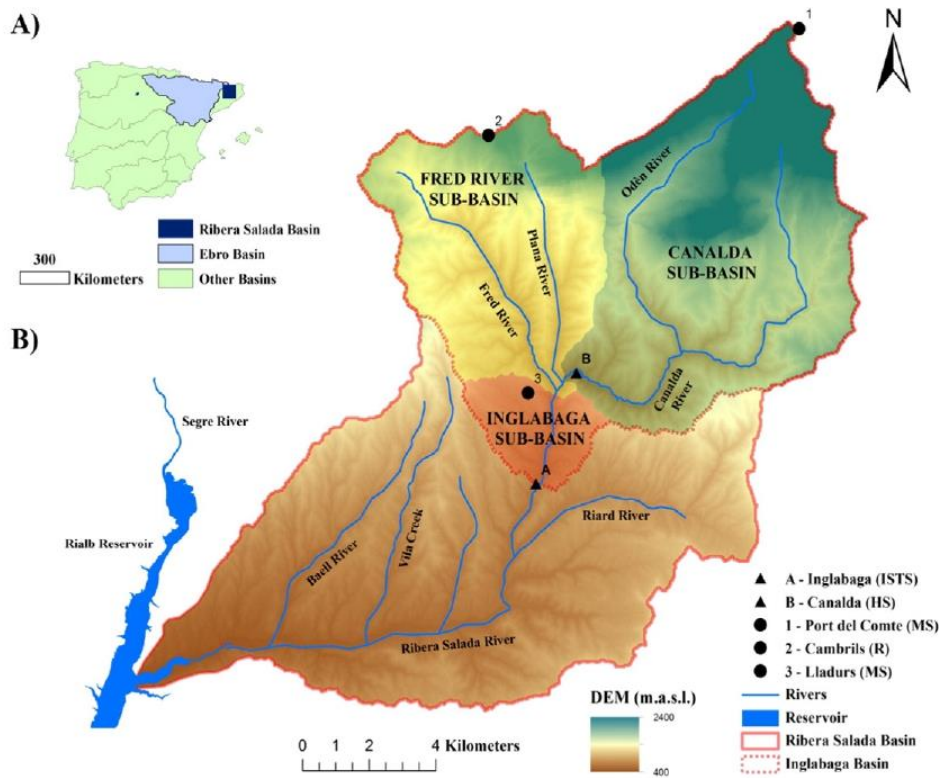


Fig. 1. (A) Location of the Ribera Salada catchment in the Ebro basin (NE Iberian Peninsula). (B) The Ribera Salada sub-catchments showing the location of the Inglabaga Sediment Transport Station (ISTS), the Canalda Hydrometric Station (HS), the Port del Comte and Lladurs Meteorological Station (MS), 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.

Flow records in the Ribera Salada started in 1998 when the University of Lleida (UdL) and the Forest Sciences Center of Catalonia (CTFC) set up two nested experimental catchments: Canalda and Cogulers (65.8 and 2.6 km², 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 Fig. 1). The ISTS closes a catchment of 114.5 km² 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 m³ s⁻¹ (σ , standard deviation = 0.26 m³ s⁻¹). 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).

3. 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.

3.1. 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 3.2.

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 Fig. 1) 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 Fig. 1) 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 exceed 40 min the turbidimeter range over the 3 years. Therefore, the bias attributed to this situation is considered negligible. Fig. 2 shows the resulting hydrograph and sedigraph for the entire study period.

3.2. Remote sensing

The amount and distribution of rainfall in the 3 main sub-catchments draining at ISTS (i.e. Canalda, Fred and Inglabaga; see Fig. 1) 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 × 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; Velasco-Forero et al., 2009; Schiemann et al., 2010). This calibration has been developed by The Center of Applied Research on Hydrometeorology (CRAHI) of the Polytechnic University of Catalonia (UPC). Fig. 3 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 3.1 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.

3.3. 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).

3.3.1. 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

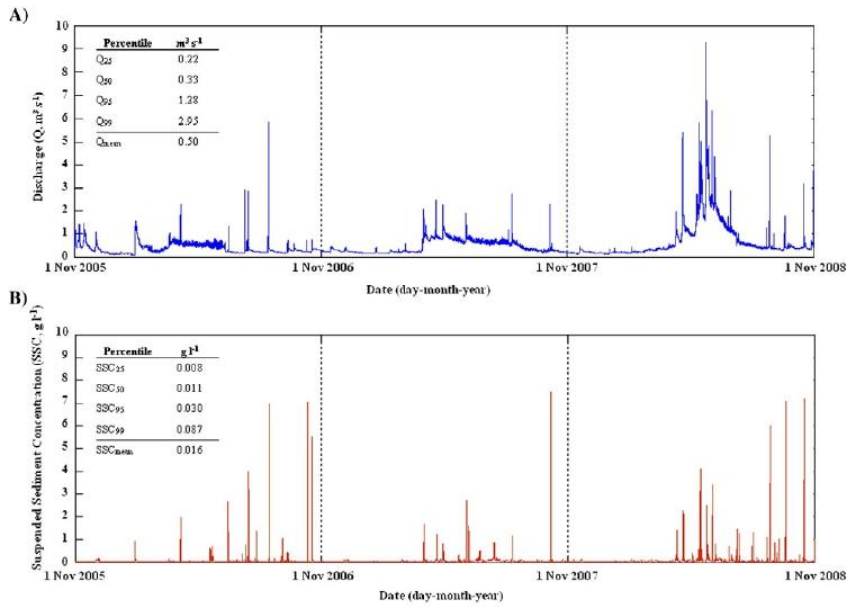


Fig. 2. (A) Hydrograph and (B) sedigraph recorded at ISTS during the study period. A summary table is included where Q_{mean} indicates the mean flow discharge for the all study period (November 2005 to November 2008). Q_i shows characteristic percentiles of the flow discharge, where *i* is the given percentile; SSC_{mean} indicates the mean suspended sediment concentration, and SSC_i shows characteristic *i* percentiles of the suspended sediment load.

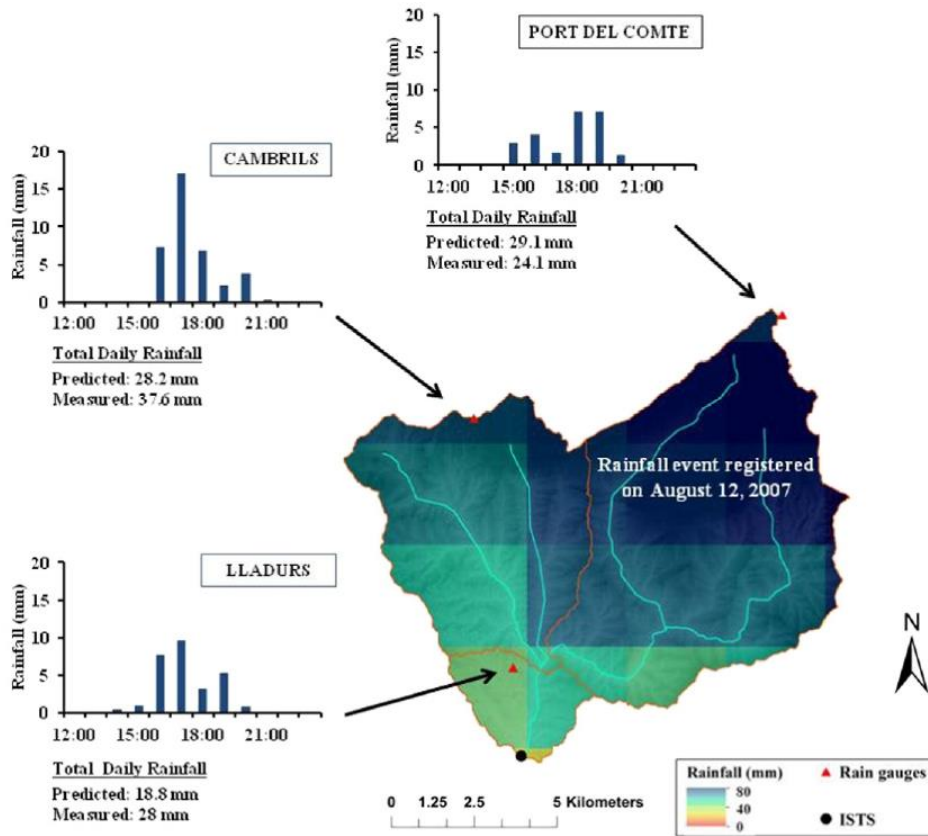


Fig. 3. Rainfall map of the Ribera Salada for the event of 12th August 2007. Total daily rainfall in the rain gauges is indicated together with the estimates from the radar data.

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°_ISTS	Water temperature at the ISTS	°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	
	I _{max60}	Maximum 60 minute rainfall intensity	mm/h	
	E _{cl60}	Kinetic energy of the I _{max60}	MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹	
Runoff	Fdur	Flood duration	hour	
	TR	Volume of surface runoff	hm ³	
	Qp	Peak discharge	m ³ s ⁻¹	
	Qm	Mean discharge	m ³ s ⁻¹	
	Qb	Base flow water volume	m ³ s ⁻¹	
	RC	Runoff coefficient	%	
	Qp/Q ₀	Quotient between Qp and Q ₀	-	
	FI	Flashiness index for the first peak flood	m ³ s ⁻¹ h ⁻¹	
	Sediment transport	SSCmean	Mean suspended sediment concentration	g l ⁻¹
		SSCmax	Maximum suspended sediment concentration	g l ⁻¹
TL		Total suspended sediment load	t	

by a model and the values actually observed from the environment that is being modelled (e.g. Holtschlag, 2001; Chu and Shirmohammadi, 2004; Singh et al., 2005; Isik, 2013). 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 × 3 km) and (b) the calibration of the radar fields. The RMSE was calculated for a total of 47 independent days.

3.3.2. 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; López-Tarazón et al., 2012; Lana-Renault et al., 2007; Nadal-Romero et al., 2008a). 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 (Q₀) and the average water temperature at ISTS during the day of the event.

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; Fig. 1). 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 (E_{cl60}) of the maximum hourly

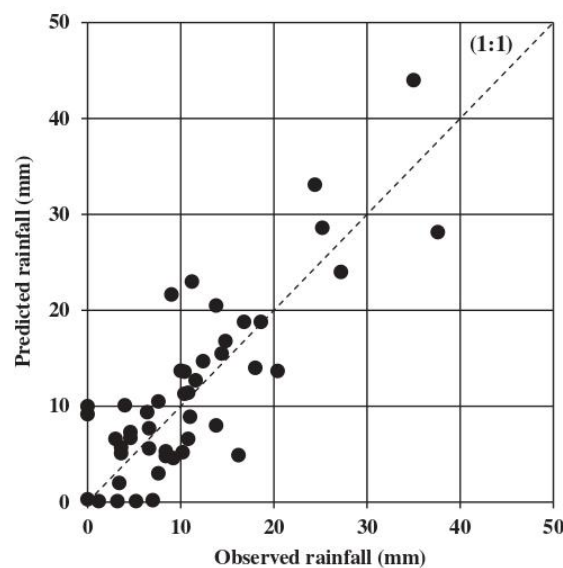


Fig. 4. Observed and estimated daily rainfall (N = 47). Observed values were obtained at the Cambrils rainfall station while the predicted values were estimated from radar data (see Section 3 from more details).

Table 2

Flood-based pre-event, rainfall, runoff and sediment transport variables. Note: that CA indicates Canadla 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 ⁺ -ISTS	Q ₀	Pdur	Pd	Pd1-CA	Pd1-IN	Pd1-RF	Pd7-CA	Pd7-IN	Pd7-RF	Imax ₆₀ -CA	Imax ₆₀ -IN	Imax ₆₀ -RF
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	–
12/11/2005	8.8	0.45	78	19.2	6.0	13.6	10.4	25.9	27.6	25.7	3.4	1.4	–
02/12/2005	6.4	0.24	31	20.2	22.0	19.5	17.3	0.9	0.2	0.5	6.4	2.6	–
29/01/2006	3.4	0.10	13	8.2	8.8	17.0	5.2	2.1	4.1	0.4	6.1	4.0	–
30/01/2006	4.8	0.91	56	16.2	11.6	18.7	14.4	10.7	21.0	5.5	1.1	4.0	–
20/03/2006	8.5	0.43	8	5.9	4.6	6.4	8.0	3.2	4.6	5.4	5.6	2.0	6.6
22/03/2006	7.8	0.66	4	2.7	3.5	1.9	1.5	8.5	11.1	17.4	5.0	1.4	1.8
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
07/04/2006	9.0	0.68	6	10.6	12.4	12.4	7.3	23.2	22.0	26.0	1.2	8.0	2.8
16/06/2006	14.0	0.24	4	7.1	2.8	1.9	7.3	0.7	0.8	0.4	3.1	2.2	9.0
16/06/2006	14.0	0.31	4	10.4	14.2	12.4	11.0	3.5	2.6	7.8	17.7	15.9	5.2
11/07/2006	19.9	0.18	2	15.5	19.9	12.7	8.8	4.4	0.7	1.0	30.0	21.9	0.0
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
15/07/2006	18.2	0.27	6	25.4	23.1	30.6	28.0	38.8	21.5	24.2	3.0	28.5	2.6
16/07/2006	18.0	0.29	5	4.4	4.9	3.9	3.5	61.8	51.9	52.1	4.1	2.4	9.6
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
15/08/2006	15.9	0.52	5	26.4	13.5	4.7	12.4	14.3	20.0	16.0	16.8	5.0	5.8
15/08/2006	15.9	0.35	3	23.0	18.7	23.0	37.3	27.9	24.6	28.4	11.6	30.8	20.4
13/09/2006	17.2	0.19	6	21.0	22.8	26.1	16.8	14.1	18.5	18.4	8.0	9.3	6.2
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
23/09/2006	14.7	0.25	9	20.6	24.0	18.9	15.4	2.2	1.0	2.8	5.8	4.8	3.4
11/10/2006	14.6	0.24	6	19.3	22.8	12.9	15.0	2.0	2.6	5.8	7.7	13.3	6.6
16/11/2006	10.0	0.22	31	16.8	16.6	11.9	14.7	0.3	0.1	0.2	0.5	0.2	0.4
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
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
25/02/2007	7.8	0.21	3	3.4	3.4	2.8	3.6	2.0	2.0	0.5	3.7	2.8	2.2
07/03/2007	7.1	0.23	8	9.4	10.2	10.9	7.9	0.3	0.0	0.0	7.6	5.0	2.8
01/04/2007	8.7	0.34	17	8.1	10.1	10.8	4.2	23.7	19.7	16.6	4.2	3.0	1.4
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
02/04/2007	9.0	0.90	19	11.4	9.0	21.5	13.2	59.4	46.2	25.4	2.6	5.8	2.0
06/04/2007	9.2	0.88	3	3.7	3.2	5.0	4.2	79.9	94.5	65.0	0.3	2.0	2.8
20/04/2007	11.2	0.85	6	0.9	1.1	2.7	0.2	13.8	20.0	17.0	2.6	2.6	4.4
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
01/05/2007	10.3	0.78	16	19.6	21.1	18.9	17.2	9.2	9.6	6.8	3.5	7.0	5.4
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
04/06/2007	13.5	0.60	5	16.2	19.4	16.0	11.0	1.0	1.0	0.6	16.0	15.3	5.8
05/06/2007	13.2	0.83	4	15.6	15.4	18.7	15.1	20.4	17.0	11.7	0.8	19.7	4.2
12/08/2007	16.9	0.60	3	12.6	10.8	18.7	14.3	17.2	4.2	15.4	4.1	9.7	7.4
12/08/2007	16.9	1.45	4	16.6	13.5	9.3	23.3	28.0	22.9	29.7	7.1	5.2	17.2
08/10/2007	14.7	0.29	4	4.0	6.9	0.0	0.0	26.5	15.2	18.8	14.4	0.4	0.4
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	6.0
20/11/2007	5.5	0.17	28	26.2	28.4	17.4	17.4	0.1	0.0	0.0	8.2	2.4	1.6
03/01/2008	3.8	0.16	9	8.8	8.3	11.5	9.1	0.1	0.0	0.0	3.2	3.6	1.0
11/01/2008	7.9	0.23	7	8.3	8.7	8.1	7.6	1.2	0.9	0.5	6.0	3.2	1.8
03/02/2008	4.9	0.20	10	10.5	6.4	7.0	6.2	1.6	0.4	0.6	4.3	3.8	2.4
30/03/2008	9.3	0.36	5	10.2	10.4	9.3	10.0	4.7	1.9	2.5	5.5	4.2	8.0
09/04/2008	10.7	0.48	10	14.3	15.6	14.4	12.1	9.1	8.2	7.7	10.7	0.0	6.0
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	5.0
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
20/04/2008	9.5	0.96	18	37.0	41.3	42.7	28.5	37.2	30.9	30.9	5.6	9.3	5.8
10/05/2008	10.9	1.45	20	14.5	11.8	23.9	16.8	17.5	22.1	19.7	0.0	3.8	2.2
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	4.0
14/05/2008	11.4	1.68	4	9.5	7.9	11.7	11.7	38.5	65.0	40.4	5.5	7.0	3.0
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
16/05/2008	11.5	2.08	3	6.0	6.8	6.9	4.6	59.6	82.4	56.0	5.7	2.4	3.0
17/05/2008	11.6	2.43	2	0.6	0.9	0.0	0.2	49.2	67.5	41.4	3.1	0.0	0.8
17/05/2008	11.6	3.16	5	4.6	3.9	8.0	4.9	50.1	67.5	41.6	2.0	4.8	7.8
24/05/2008	11.9	2.41	16	10.1	9.8	8.3	10.8	20.6	21.7	13.9	8.0	2.8	7.2
25/05/2008	11.6	3.06	19	29.7	33.9	21.7	24.6	25.3	22.0	19.9	7.1	4.6	5.0
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
05/06/2008	12.0	2.13	9	11.2	13.4	8.2	8.4	14.0	19.4	12.0	10.4	4.0	11.6
26/06/2008	15.0	1.19	6	12.9	8.7	8.5	8.6	0.0	0.0	0.0	22.5	7.2	10.0
30/06/2008	15.3	1.20	5	11.0	13.6	8.0	7.5	12.8	17.5	12.1	7.7	4.4	2.0
11/07/2008	16.4	0.65	2	9.7	9.1	17.7	8.8	0.7	0.0	0.2	7.8	16.5	5.2
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
26/08/2008	17.7	0.44	2	6.3	1.1	72.9	0.0	6.2	41.6	0.8	0.4	14.5	0.0
27/08/2008	17.1	0.49	7	16.0	12.4	51.9	13.9	13.9	114.5	1.9	4.8	25.9	16.6
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
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
18/09/2008	14.0	0.44	3	9.6	7.0	20.4	11.4	9.0	33.7	11.5	2.5	15.3	3.6
24/09/2008	14.0	0.39	11	5.2	5.1	5.0	5.4	20.8	58.1	12.3	3.1	1.2	2.6
Mean	11.8	0.79	10	12.1	11.9	14.8	10.7	18.4	23.5	15.3	6.0	7.9	5.0
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

Ecl ₆₀ -CA	Ecl ₆₀ -IN	Ecl ₆₀ -RF	Fdur	TR	Qp	Qm	Qb	RC	Qp/Q ₀	FI	SSCmean	SSCmax	TL
5.8	21.8	-	17.3	0.010	1.17	0.61	0.03	0.7	2.8	0.23	0.006	0.008	0.2
11.9	2.7	-	129.6	0.142	1.43	0.82	0.24	16.0	3.2	0.02	0.006	0.010	2.3
80.5	6.5	-	126.7	0.130	1.11	0.56	0.13	5.5	4.6	0.07	0.013	0.044	3.7
7.2	5.1	-	19.4	0.066	1.36	1.06	0.01	6.7	13.0	0.25	0.109	0.375	8.7
0.7	9.4	-	197.3	0.426	1.60	0.91	0.22	28.9	1.8	0.07	0.008	0.060	6.5
8.2	0.7	10.8	9.5	0.007	0.94	0.63	0.01	1.0	2.2	0.31	0.014	0.052	0.3
6.6	0.6	0.6	17.3	0.010	1.06	0.67	0.03	3.1	1.6	0.44	0.010	0.030	0.5
13.7	66.5	4.6	4.7	0.005	1.81	0.93	0.01	0.2	2.8	1.00	0.150	0.353	2.9
0.2	20.6	1.5	10.3	0.008	2.29	0.89	0.03	0.6	3.4	0.61	0.156	0.785	6.7
1.2	0.5	13.2	1.2	0.000	0.35	0.30	0.00	0.1	1.5	0.21	0.233	1.068	<0.1
89.8	49.6	4.5	4.4	0.003	1.37	0.51	0.00	0.2	4.4	4.23	0.170	0.538	1.7
277.9	107.6	0.0	12.3	0.008	2.93	0.41	0.01	0.4	16.2	2.06	0.038	0.316	1.6
3.8	5.0	107.5	10.9	0.004	0.69	0.37	0.01	0.3	2.6	0.18	0.014	0.097	0.2
2.5	226.2	1.2	12.6	0.004	0.75	0.38	0.01	0.2	2.8	0.48	0.119	1.602	3.1
2.6	0.9	15.3	7.3	0.011	2.83	0.79	0.01	2.1	9.9	30.55	0.213	1.283	8.5
9.4	100.5	0.1	2.8	0.002	0.75	0.43	0.00	0.1	3.5	0.31	0.018	0.064	0.1
82.9	4.1	6.4	5.1	0.005	0.90	0.53	0.01	0.3	1.7	0.22	0.021	0.053	0.2
28.8	242.0	92.5	13.5	0.032	5.85	1.08	0.02	1.2	16.7	2.13	0.673	2.800	62.6
27.6	26.7	14.7	13.5	0.006	0.71	0.33	0.01	0.2	3.8	0.14	0.028	0.182	0.6
7.2	5.3	3.5	11.7	0.003	0.57	0.38	0.01	0.2	2.1	0.07	0.012	0.032	0.2
23.7	9.2	4.7	35.4	0.010	0.59	0.37	0.04	0.4	2.4	0.05	0.011	0.024	0.5
15.4	42.2	10.7	14.4	0.005	0.75	0.35	0.01	0.2	3.1	0.76	0.229	2.827	5.7
0.1	0.0	0.0	122.4	0.040	0.45	0.37	0.12	2.2	2.1	0.01	0.011	0.018	1.8
13.7	8.0	3.3	42.1	0.013	0.43	0.27	0.03	0.8	2.3	0.07	0.015	0.026	0.7
22.0	1.4	0.6	94.5	0.024	0.34	0.27	0.07	3.7	1.9	<0.01	0.011	0.015	1.1
2.9	1.0	0.8	20.3	0.002	0.37	0.25	0.02	0.6	1.8	0.03	0.011	0.013	0.2
14.7	6.1	1.3	24.8	0.004	0.58	0.30	0.02	0.4	2.5	0.04	0.011	0.011	0.3
9.9	3.0	1.0	27.8	0.022	0.81	0.61	0.04	2.2	2.4	0.07	0.051	0.354	3.6
1.7	9.6	4.2	3.9	0.007	1.30	0.95	0.01	0.6	2.2	0.33	0.124	0.322	2.0
2.2	14.0	2.3	87.9	0.175	2.07	1.12	0.18	13.8	2.3	0.23	0.058	0.667	27.2
0.0	0.9	2.4	41.6	0.030	1.38	0.95	0.11	7.4	1.6	0.06	0.014	0.036	2.1
1.2	0.7	2.7	13.5	0.005	1.23	0.96	0.04	4.3	1.5	0.18	0.027	0.056	1.3
0.2	33.5	10.9	9.6	0.012	2.48	1.31	0.03	0.9	2.7	2.08	0.093	0.456	5.5
5.0	16.4	9.7	4.2	0.008	1.77	1.32	0.01	0.3	2.3	0.48	0.064	0.126	1.5
3.4	4.0	1.9	38.6	0.091	2.27	1.70	0.14	6.3	1.7	0.58	0.050	0.334	13.0
72.6	55.7	9.9	22.9	0.015	1.90	0.85	0.06	0.8	3.2	0.20	0.042	0.158	3.5
0.1	95.8	2.7	8.5	0.006	1.39	0.99	0.02	0.3	1.7	0.55	0.120	1.088	4.2
3.4	27.1	8.0	3.2	0.012	2.73	1.62	0.01	0.8	4.6	1.40	0.185	0.457	4.6
15.3	5.8	28.4	16.2	0.048	2.26	1.11	0.02	2.7	1.6	0.98	0.063	0.278	5.3
44.7	0.0	0.0	18.3	0.018	2.32	0.59	0.02	3.5	7.9	8.13	0.341	3.000	27.5
10.4	4.3	7.7	9.6	0.003	0.58	0.38	0.01	0.2	2.0	0.09	0.017	0.028	0.2
74.1	3.3	1.5	132.8	0.044	0.47	0.31	0.10	1.6	2.8	0.01	0.014	0.020	2.1
3.6	3.8	0.3	38.8	0.007	0.35	0.22	0.02	0.7	2.2	0.02	0.016	0.022	0.5
9.8	2.6	0.8	16.3	0.002	0.41	0.27	0.01	0.3	1.8	0.05	0.018	0.038	0.3
12.9	4.4	2.1	37.3	0.010	0.44	0.28	0.03	1.4	2.2	0.06	0.021	0.029	0.8
9.8	4.1	11.8	24.6	0.004	0.59	0.43	0.03	0.3	1.6	0.01	0.013	0.029	0.5
53.9	0.0	12.6	4.0	0.003	0.85	0.66	0.01	0.2	1.8	0.16	0.049	0.128	0.5
22.1	77.2	3.8	11.1	0.023	1.99	1.19	0.02	1.4	2.2	1.02	0.113	0.571	6.4
45.5	20.3	4.0	28.3	0.036	2.01	1.22	0.09	1.7	3.1	0.07	0.051	0.353	7.6
32.2	50.0	16.1	54.0	0.225	5.42	2.30	0.22	5.2	5.7	0.31	0.121	0.915	93.7
0.0	6.4	1.8	33.3	0.112	2.74	2.04	0.13	6.9	1.9	0.22	0.034	0.077	8.7
5.1	10.1	3.3	26.4	0.085	2.71	2.12	0.12	9.1	1.7	0.43	0.023	0.058	4.9
6.3	10.9	2.1	2.7	0.017	5.80	3.08	0.01	1.6	3.5	2.60	0.318	1.255	14.8
18.8	1.0	2.9	49.3	0.307	5.63	3.14	0.25	36.7	1.5	1.30	0.059	0.439	43.1
6.9	1.0	1.4	2.8	0.011	3.02	2.56	0.02	1.6	1.5	0.87	0.060	0.387	1.7
1.5	0.0	0.1	1.0	0.007	3.77	3.26	0.01	9.1	1.6	2.69	0.071	0.118	1.0
1.4	4.3	15.1	25.5	0.195	5.01	3.70	0.15	37.5	1.6	1.38	0.064	0.219	23.7
16.9	1.5	8.5	19.3	0.102	4.74	3.37	0.13	8.9	2.0	1.47	0.048	0.219	11.8
52.8	10.9	13.7	45.8	0.461	9.27	5.12	0.38	13.2	3.0	0.78	0.172	1.010	188.9
9.1	23.0	36.4	12.8	0.053	6.35	3.84	0.13	8.3	2.6	5.87	0.289	1.373	59.7
44.1	4.4	54.6	40.2	0.128	4.35	3.30	0.35	9.6	2.0	2.05	0.048	0.333	24.3
132.4	16.3	23.0	14.8	0.008	1.74	1.37	0.07	0.8	1.5	0.33	0.046	0.279	3.5
12.1	5.0	0.8	7.8	0.006	2.89	1.45	0.04	0.5	2.4	0.92	0.049	0.134	2.3
9.0	54.3	3.8	6.5	0.003	1.02	0.76	0.02	0.2	1.6	0.30	0.037	0.502	0.7
0.1	200.0	1.2	9.3	0.005	1.27	0.57	0.01	0.6	3.1	0.13	0.099	0.364	2.1
0.0	100.3	0.0	2.8	0.005	1.56	0.92	0.00	0.6	3.6	1.12	0.309	0.758	3.3
5.4	293.3	61.3	8.5	0.027	5.25	1.43	0.02	1.5	10.6	3.00	0.341	2.396	35.1
0.0	0.0	7.0	6.5	0.003	1.03	0.52	0.01	5.7	2.7	4.49	0.018	0.050	0.2
0.0	132.9	0.1	5.2	0.004	1.03	0.56	0.01	0.7	3.0	0.57	0.137	0.438	1.7
3.1	55.4	2.9	12.3	0.011	1.79	0.65	0.02	1.1	4.1	1.54	0.270	2.837	13.5
4.0	0.6	2.8	20.7	0.006	0.63	0.50	0.03	1.0	1.6	0.06	0.013	0.022	0.5
21.5	32.9	10.4	28.0	0.047	2.01	1.13	0.06	4.1	3.3	1.32	0.091	0.499	11.0
40.3	59.7	19.6	36.9	0.090	1.79	1.04	0.08	7.4	3.1	3.80	0.115	0.734	26.9

intensity. The Ecl_{60} was calculated by means of the following equation:

$$Ecl_{60} = \left(\left(\sum EF * P \right) Ix \right)$$

$$EF = 0,291 - 0,72 * \exp(-0,05 * I)$$

where, EF is the kinetic energy ($MJ ha^{-1} mm^{-1}$) 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 ($mm h^{-1}$); 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 (Qp), mean flood discharge (Qm), base flow water volume (Qb), ratio between the peak discharge and the base flow at the beginning of the flood (Qp/Q_0), and the flashiness index of the first peak of the flood (F), 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 (SSCmean), maximum suspended sediment concentration (SSCmax), and the total suspended sediment load (TL). All variables are summarized in Table 1 indicating their correspondent units.

3.3.3. 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 $F > 5$ (López-Tarazón et al., 2010; Estrany 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.

4. Results and discussion

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 4.2 to 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 4.6).

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.

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 Fig. 1). 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. Fig. 4 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 km² 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 28th 2008, the ISTS 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.

4.1.1.2. 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 km², Fred 39.9 km² and Inglabaga 8.9 km²). Among the variables, rainfall intensity, however, is not controlled by catchment size. The largest $I_{max_{60}}$ (i.e. 30.8 mm h⁻¹, registered on the 15th May 2006) was calculated at the rain gauge of Lladurs, located in the Inglabaga sub-catchment (Fig. 1). Rainfall intensity is calculated using data from the rain gauges instead of the radar data sets (see Section 3). 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 (Fig. 1), located at the catchment headwaters (i.e. $P_{Lladurs} = 643$ mm, $P_{Port Comte} = 1066$ mm). Therefore, we conclude that the Inglabaga sub-catchment is characterised by a more strong 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 km²) 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.

4.1.2. Runoff

Runoff patterns are analysed by means of the data collected at ISTS (Fig. 1). 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 m³ and 0.46 hm³, with an average of 0.05 hm³ ($\sigma = 0.09$ hm³). Fig. 5 shows monthly flood-based runoff. Two maximums are observed, one in May (i.e. TR = 0.13 hm³, $\sigma = 0.14$ hm³, N = 11), and the other between December (0.13 hm³, $\sigma = -$, N = 1) and January (0.10 hm³, $\sigma = 0.18$ hm³, 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 km²), López-

Tarazón et al. (2010) found an average runoff coefficients of 6% in the Isábena catchment (445 km²), while Serrano-Muela et al. (2008) determined an annual runoff coefficients of 11%, 25% and 69% for the catchments of San Salvador (0.92 km²), Arnás (2.86 km²) and Aragón (0.45 km²) 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. 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 varies between 0.34 and 9.3 m³ s⁻¹ (Fig. 2A), with an average of 2.01 m³ s⁻¹ ($\sigma = 1.79$ m³ s⁻¹). Base flows (Q₀) oscillate between 0.10 and 3.67 m³ s⁻¹, with an average of 0.79 m³ s⁻¹ ($\sigma = 0.79$ m³ s⁻¹). The relationship between the magnitude of the peak discharge and the base flow (i.e. Q_p/Q₀) 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 m³ s⁻¹, $\sigma = 2.01$ m³ s⁻¹; Table 3). However, spring does not present the largest Q_p/Q₀ 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 Q₀. The maximum Q_p/Q₀ is obtained in summer when floods are characterised by having an initial low base flow (Table 2).

The duration of floods is variable through the year. Winter floods normally last for several days (see FD_{ur} 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 8 h, being characterised by convective-localised thunderstorms. These patterns are also observed in other Mediterranean mountainous catchments such as Vallcebre (Gallart et al., 2002).

4.1.3. Sediment transport

Flood-based SSC_{mean} was 91 mg l⁻¹ ($\sigma = 0.12$ mg l⁻¹, Table 2, Fig. 2B). Maximum SSC_{mean} was registered on 15th of August 2006 (i.e. 673 mg l⁻¹). The SSC_{max} varied between events; the highest SSC_{max} attained almost 3 g l⁻¹, while a total of 5 floods reached concentrations exceeding 2 g l⁻¹. These values are relatively low when compared with catchments with similar size but with different

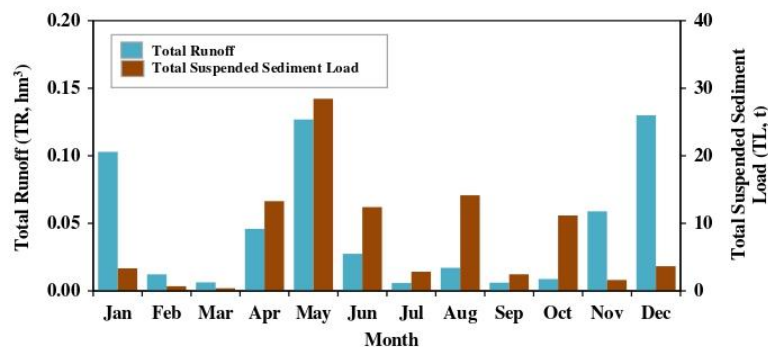


Fig. 5. Mean monthly Total Load (TL) and Total Runoff (TR) at ISTS for the whole study period (2005–2008).

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 ⁻ ISTS	Q ₀	Pd ₁₇ -RF	Pd ₁₇ -IN	Pd1-CA	Pd1-IN	Pd1-RF	Pd7-CA	Pd7-IN	Pd7-RF	Imax ₉₀ -CA	Imax ₉₀ -IN	Imax ₉₀ -RF	Ecl ₉₀ -CA	Ecl ₉₀ -IN	Ecl ₉₀ -RF	Fdur	TR	Qp	Qm	Qb	RC	Qp/Qb	FI	SSC _{mean}	SSC _{max}	TL
Jan	5.4	0.32	19	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	0.83	0.55	0.06	7.5	4.2	0.09	0.033	0.104	3.3
Feb	6.9	0.20	6	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	0.38	0.27	0.04	1.9	2.0	0.03	0.014	0.019	0.7
Mar	8.1	0.42	6	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	0.74	0.47	0.03	1.3	1.9	0.20	0.011	0.023	0.4
Apr	9.7	0.73	10	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	1.97	1.09	0.07	3.2	2.6	0.51	0.084	0.416	13.3
May	11.2	2.15	11	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	4.25	2.86	0.12	11.9	2.0	1.16	0.088	0.386	28.4
Jun	13.6	1.12	5	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	2.54	1.58	0.08	2.6	2.4	1.80	0.125	0.621	12.4
Jul	18.1	0.33	4	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	1.64	0.54	0.01	0.6	6.6	6.71	0.084	0.760	2.8
Aug	16.7	0.56	4	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	2.57	0.96	0.01	1.0	5.7	1.16	0.214	0.896	14.2
Sep	15.1	0.33	6	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	0.91	0.47	0.02	1.3	2.8	0.99	0.070	0.512	2.5
Oct	14.0	0.27	5	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	1.22	0.44	0.01	1.3	4.3	2.99	0.196	1.952	11.2
Nov	8.3	0.32	35	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	0.88	0.53	0.12	5.1	2.7	0.07	0.009	0.014	1.6
Dec	6.4	0.24	31	20.2	0.9	0.2	0.5	22.0	19.5	17.3	6.4	2.6	6.2	80.5	6.5	4.3	126.7	0.130	1.11	0.56	0.13	5.5	4.6	0.07	0.013	0.044	3.7
2005-06	12.6	0.38	13	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	1.48	0.62	0.04	3.3	4.9	2.08	0.066	0.466	5.3
2006-07	10.8	0.63	10	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	1.36	0.85	0.05	2.7	2.3	0.45	0.066	0.402	4.6
2007-08	12.0	1.15	8	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	2.72	1.63	0.08	5.4	2.8	1.31	0.103	0.575	18.3

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⁻¹ during base flows and 300 g l⁻¹ 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 Aragüas (Gallart et al., 2002; Nadal-Romero et al., 2008b). 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 tonnes. Sediment transport presents a high intra-annual variability (Fig. 5; 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 25th 2008 is an example of this; this flood transported 188 tonnes, 1/3 of the annual TL.

The specific sediment yield in the Ribera Salada is 2.2 t km⁻² y⁻¹. 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 km² varies between 0.9 and 3000 t km⁻² y⁻¹. Back to high dynamic Mediterranean catchments such the Isábena, López-Tarazón et al. (2012) reported an average sediment yield of 530 t km⁻² y⁻¹, while Mano et al. (2009) estimated an average yield of 383 and 381 t km⁻² y⁻¹ on the Asses and Bléone catchments in France (657 and 905 km², respectively). Our observations point out the low geomorphological activity of the Ribera Salada.

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 (Pdurf) and negatively with water temperature at ISTS, implying that the

Table 4

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

Runoff	Pre-event		Rainfall													
	T ⁻ -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	-0.47	0.01	0.71	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	0.70	0.40	0.30	-0.03	-0.15	0.04	0.03	-0.12	0.06	0.33	0.21	0.33	0.34	0.09	0.26
Qp	0.12	0.77	0.07	0.20	0.10	0.12	0.31	0.09	0.17	0.32	0.44	0.39	0.47	0.21	0.15	0.25
Qm	-0.04	0.94	0.13	0.05	-0.04	-0.12	0.14	-0.04	-0.11	0.14	0.48	0.38	0.51	0.07	0.00	0.05
Qb	-0.24	0.67	0.49	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	0.78	0.11	-0.15	-0.10	-0.23	0.01	-0.08	-0.19	0.01	0.47	0.42	0.50	-0.14	-0.15	-0.11
Qp/Q ₀	0.42	-0.22	-0.16	0.21	0.42	0.50	0.30	0.47	0.56	0.39	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	0.34	0.23	0.34	-0.17	-0.13	-0.18

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

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 (Qb). Antecedent rainfall conditions expressed as the rainfall during the seven days before the flood (i.e. Pd7), correlates with Qm 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 syndine (Gil and Núñez, 2003). Interestingly, the peak discharge (Qp) 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 Qp/Q₀.

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 inform on the underlying causal mechanism. In the Ribera Salada, the coefficients of determination (R²) 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; López-Tarazón et al., 2010). The forms of the equations are presented in Table 5. Here we only highlight some of the main results.

The multivariate regression with the highest coefficient of determination is the one associated with the mean flood-based discharge. The Qm 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 Qm, the beta coefficients show that the base flow is the variable that has more weight in the resultant equation. The relevant role of Qm is found in the majority of the obtained equations. The peak discharge (Qp) 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 Qb define the total volume of superficial runoff and groundwater, respectively. Results show that, in

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										R ²	
	Pre-event variables		Rainfall variables									
	T ⁻ -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									0.345	0.465
FI	0.288	-0.304				0.525	0.545	0.345	0.487			

Variable	Equation	R ²
Fdur =	21.9993 - 1.6356 × T ⁻ -ISTS + 3.0364 × Pdur	0.54
TR =	-0.0671 + 0.070 × Q ₀ + 0.0028 × Pdur + 0.0024 × Pd1-CA	0.68
Qp =	-0.6014 + 1.6170 × Q ₀ + 0.0130 × Ecl ₆₀ -IN + 0.0200 × Pd7-FR + 0.0559 × Pd1-CA	0.79
Qm =	-0.1308 + 1.2350 × Q ₀ + 0.0129 × Pd1-CA + 0.010 × Pd1-IN	0.91
Qb =	-0.0392 + 0.0619 × Q ₀ + 0.0057 × Pdur	0.64
RC =	-1.9215 + 6.9121 × Q ₀	0.64
Qp/Q ₀ =	1.4229 - 1.1052 × Q ₀ - 0.1747 × Pd - 0.0376 × Ecl ₆₀ -CA + 0.0289 × Ecl ₆₀ -IN + 0.0662 × Pd7-FR + 0.1894 × Pd1-FR	0.72
FI =	-3.1717 + 0.3319 × T ⁻ -ISTS - 1.5368 × Q ₀ + 0.12419 × Pd7-FR	0.27

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													
	Pdur	Pd	Pd7-CA	Pd7-IN	Pd7-FR	Pd1-CA	Pd1-IN	Pd1-FR	Imax ₆₀ -CA	Imax ₆₀ -IN	Imax ₆₀ -FR	Ecl ₆₀ -CA	Ecl ₆₀ -IN	Ecl ₆₀ -FR
TL	0.25	0.42	0.26	0.15	0.23	0.45	0.21	0.40	0.05	0.07	0.20	0.07	0.12	0.26
SSCmax	-0.18	0.17	0.14	0.15	0.11	0.13	0.25	0.26	0.06	0.45	0.29	-0.03	0.49	0.30
SSCmean	-0.24	0.13	0.14	0.16	0.14	0.04	0.35	0.28	0.04	0.49	0.39	-0.06	0.53	0.41

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

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 Qp.

The role of the base flow on the hydrological response of the Ribera Salada at ISTS is similar to the observed in previous studies by, for instance, Cosandey (1980, 1986). 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 (Qp).

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 ISTS 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. SSCmax has a statistically significant correlation with Imax₆₀ and Ecl₆₀ 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 SSCmax are obtained during convective rainfall events with a high sedimentary response. SSCmean 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 SSCmean. 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 Inglabaga sub-catchments. These two catchments, in turn, control the magnitude of SSCmax. The negative influence of Pd1 in Canalda to the SSCmean 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

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					R ²
	Pd7-CA	Pd7-FR	Pd1-CA	Pd1-FR	Ecl ₆₀ -IN	
TL		0.289	0.514			
SSCmax	0.236				0.558	
SSCmean			-0.500	0.603	0.462	
Variable	Equation					R ²
TL =	- 16.972 + 0.5152 × PD7-RF + 1.773 × Pd1-CA					0.30
SSCmax =	0.087391 + 0.0068 × Ecl ₆₀ -IN + 0.0090 × Pd7-CA					0.33
SSCmean =	0.0481 + 0.0009 × Ecl ₆₀ -IN - 0.0072 × Pd1-CA + 0.0095 × Pd1-RF					0.51

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	Qp	Qm	Qb	RC	Qp/Qb	FI
TL	0.08	0.67	0.79	0.64	0.62	0.31	0.21	0.07
SSCmax	-0.21	-0.01	0.37	0.10	-0.08	-0.09	0.48	0.32
SSCmean	-0.28	-0.05	0.49	0.20	-0.14	-0.10	0.57	0.32

Marked correlations are significant at $p < 0.010$; $N = 71$ (Casewise deletion of missing data).

an important dilution effect, contributing to a reduction of the magnitude of SSCmean at ISTS.

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.

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 (Qp) and the total volume of base flow during the flood (Qb). Additionally, the multivariate model is also influenced, following in this case a negative relation, by Fdur, Qm 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 SSCmax 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	Beta coefficients for runoff variables						
	Fdur	TR	Qp	Qm	Qb	RC	
TL	-0.354	0.819	0.681	-0.392	0.259	-0.417	
SSCmax			1.419	-0.975	-0.229		
SSCmean			1.453	-0.867	-0.401		
Variable	Equation						R ²
TL =	$-1.757 - 0.254 \times \text{Fdur} - 241.02 \times \text{TR} + 10.58 \times \text{Qp} - 10.56 \times \text{Qm} + 87.69 \times \text{Qb} - 1.599 \times \text{RC}$						0.84
SSCmax =	$0.1879 + 0.552 \times \text{Qp} - 0.657 \times \text{Qm} - 1.874 \times \text{Qb}$						0.53
SSCmean =	$0.0416 + 0.095 \times \text{Qp} - 0.098 \times \text{Qm} - 0.552 \times \text{Qb}$						0.63

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 Fig. 1 and Table 1). Therefore, the objective is to derive multivariate equations that statistically predict the sedimentary response of the system in terms of TL, SSCmax and SSCmean. 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 Fig. 5. 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

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	Beta coefficients									
	Pre-event variable	Rainfall variables				Runoff variables				
	Q ₀	Pdur	Pd	Pd1-CA	Ecl60-CA	TR	Qp	Qm	RC	
TL	-0.347	-0.141				1.089	0.455		-0.376	
SSC _{max}					-0.221		1.555	-1.256		
SSC _{mean}			1.013	-1.11		-0.369	1.431	-0.806		
Variable	Equation									R ²
TL =	1.905 - 12.244 × Q ₀ - 0.63 × Pdur + 379.544 × TR + 7.094 × Qp - 1.53 × RC									0.94
SSC _{max} =	0.283 - 0.004 × Ecl60-CA - 0.602 × Qp - 0.842 × Qm									0.54
SSC _{mean} =	0.020 + 0.016 × Pd - 0.016 × Pd1-CA - 0.535 × TR + 0.093 × Qp - 0.09 × Qm									0.75

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.

The multivariate equation for the SSC_{max} explains 54% of the variance. Peak flow (Qp) is the most important factor controlling SSC_{max}. In contrast, the mean flood discharge (Qm) and the kinetic energy in the Canalda sub-catchment implies a reduction of the magnitude of SSC_{max}. Although we do not have a clear evidence on the reasons of the inverse relation between the kinetic energy at Canalda and SSC_{max} 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 (Qp) 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 (Fig. 6). 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.

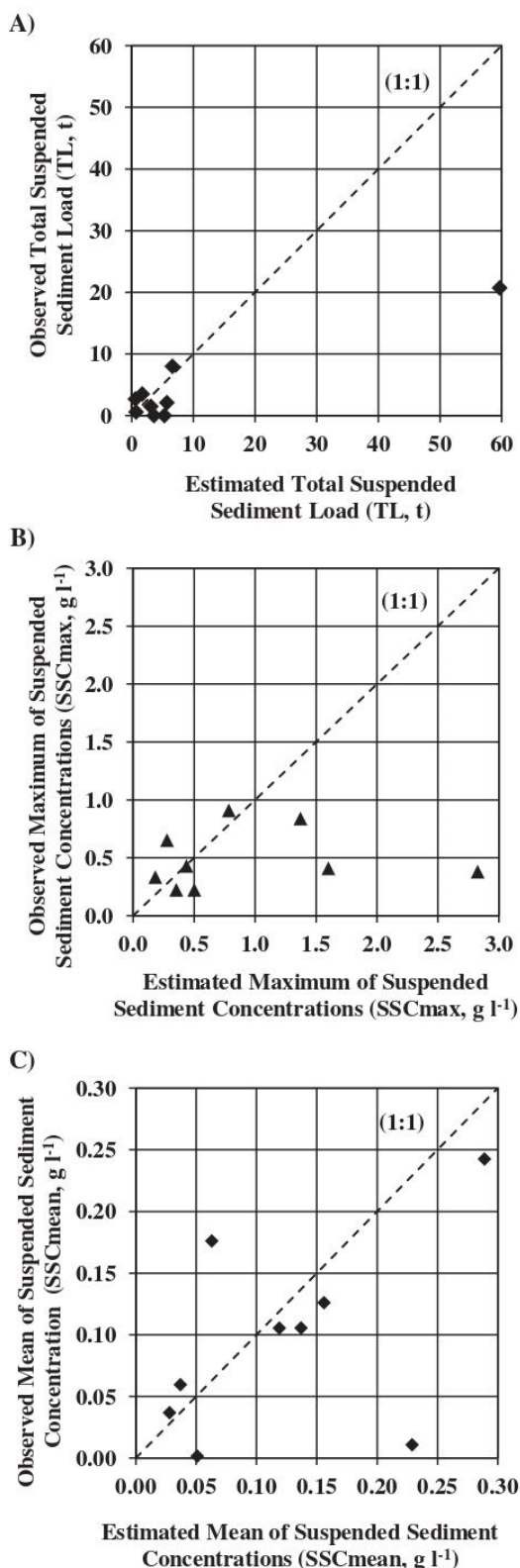
4.6. Intra-annual sediment transport patterns

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 Fig. 5). 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 Fig. 7. Following we describe and analyse the main characteristics of these periods.

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 (TL in t)					Maximum flood-based suspended sediment transport (SSC _{max} in g l ⁻¹)					Mean flood-based suspended sediment transport (SSC _{mean} in g l ⁻¹)							
	Obs	Est	Lower 95% CI	Upper 95% CI	Residual	% error	Obs	Est	Lower 95% CI	Upper 95% CI	Residual	% error	Obs	Est	Lower 95% CI	Upper 95% CI	Residual	% 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	0.10	0.16	0.03	19
15/07/2006	3.1	1.5	-1.3	4.3	1.6	52	1.60	0.41	0.23	0.59	1.19	74	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	0.00	0.07	-0.01	31
11/10/2006	5.7	2.1	-0.7	4.9	3.6	63	2.83	0.38	0.21	0.55	2.45	87	0.23	0.01	-0.03	0.05	0.22	95
01/04/2007	3.6	-2.6	-6.6	1.5	6.2	172	0.35	0.22	0.06	0.39	0.13	37	0.05	0.00	-0.02	0.03	0.05	97
12/08/2007	5.3	12.0	7.4	16.6	-6.7	126	0.28	0.65	0.51	0.80	-0.38	135	0.06	0.18	0.14	0.21	-0.11	179
01/06/2008	59.7	20.7	13.0	28.4	39.0	65	1.37	0.84	0.48	1.20	0.53	39	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	0.50	0.22	0.06	0.38	0.28	55	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	0.60	0.01	2	0.14	0.11	0.08	0.13	0.03	23



- 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 SSCmean for this period is 18 mg l^{-1} . A total of ca. 30 tonnes 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 hm^3 , representing the 28.2% of the total flood based runoff for the whole period. Fig. 7A 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 SSCmean = 96 mg l^{-1}). The total runoff and sediment transport is around 2.2 hm^3 and 572 tonnes 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 Fig. 7B. 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, Fig. 5 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 mg l^{-1} . A total of 186 tonnes 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 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 $Fl = 1.32 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$). This phenomenon can be the main cause of the high instantaneous SSCs observed in this period. Fig. 7C shows the relationship between flood-based runoff and sediment load. A statistical significant correlation is found between both variables. As it can be seen, Fig. 7C shows that the range of runoff values is the lowest of all the periods, a fact

Fig. 6. Observed and predicted sediment transport values from the multivariate equations presented in Table 10: (A) total loads (TL), (B) maximum suspended sediment concentrations (SSCmax), and (C) mean suspended sediment concentrations (SSCmean).

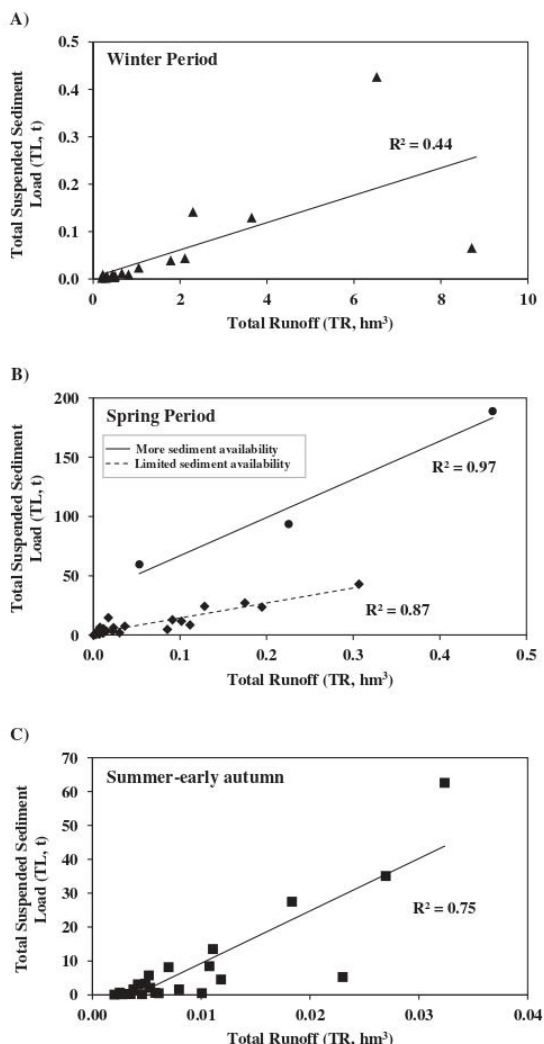


Fig. 7. Flood-based relationship between Total runoff (TR) and Total suspended sediment load (TL) for the whole study period (2005–2008) segmented by: (A) winter, (B) spring and (C) summer–early autumn. Note that two different patterns are observed in spring in relation to sediment availability (see text for more discussion). Note the differences in the magnitude of the axes between figures.

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.

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 hydrosedimentary 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 g l^{-1} in six of the analysed floods, reaching a maximum value of around 3 g l^{-1} . The total suspended sediment load was 780 tonnes (2005–2008), which represents $2.3 \text{ t km}^{-1} \text{ y}^{-1}$, 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

hydrosedimentary 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.

Acknowledgements

This work was performed in the framework of research agreement between the Catalan Water Agency and the Forest Sciences Centre of Catalonia to study 'Fluvial dynamics in river basins of the Segre-Ebro in Catalonia', and within the projects CGL2009-09770/BTE and Consolider Ingenio 2010 SCARCE CSD2009-00065, financed by the Ministry of Economy and Competitiveness, and SESAM-1&2 funded by the DFG *Deutsche Forschungsgemeinschaft* BR 1731/11-1 & BR 1731/11-2. The study has benefited from data analysis methodology developed in the MORPHSED project, funded by the Ministry of Economy and Competitiveness and European FEDER funds (CGL2012-3639). The second author has a research contract funded by the Ramón y Cajal Program (RYC-2010-06264) with Human Capital Attraction Programme funded by the Ministry of Economy and Competitiveness. Authors acknowledge the support from the Economy and Knowledge Department of the Catalan Government through the Consolidated Research Groups: RIUS -Fluvial Dynamics Research Group (2014-SGR-645).

References

- Alatorre, L.C., Beguería, S., Lana-Renault, N., Navas, A., García-Ruiz, J.M., 2012. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 1321–1334.
- 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.
- 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.
- Balash, 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). *Geomorphol. Process. Hum. Impacts River Basins* 299, 131–138.
- Barnes, B.S., 1939. The structure of discharge–recession curves. *Trans. Am. Geophys. Union* 20, 721–725.
- 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. <http://dx.doi.org/10.1002/rra.1160>.
- Batalla, R.J., Vericat, D., Gibbins, C.N., García, C., 2010. Incipient bed-material motion in a gravel-bed river: field observations and measurements. In: Gray, J.R., Laronne, J.B., Marr, J.D.G. (Eds.), *Bedload-surrogate Monitoring Technologies: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5091*.
- Beguería, S., López-Moreno, J.L., Lorente, A., Seeger, M., García-Ruiz, J.M., 2003. Assessing the effect of climate oscillations and land-use changes on streamflow in the Central Spanish Pyrenees. *Ambio* 32, 283–286.
- 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.05.022>.
- Brown, L., Foster, G., 1987. Storm erosivity using idealized intensity distributions. *Trans. ASAE* 30, 379–386.
- Bruijnzeel, L.A., 2004. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? *Agric. Ecosyst. Environ.* 104 (1), 185–228.
- Buendia, C., Vericat, D., Batalla, R.J., Gibbins, C.N., 2014. Temporal dynamics of sediment transport and transient in-channel storage in a highly erodible catchment. *Land Degrad. Dev.* <http://dx.doi.org/10.1002/ldr.2348>.
- Buendia, C., Batalla, R.J., Sabater, S., Palau, A., Marcé, R., 2015a. Runoff trends driven by climate and afforestation in a Pyrenean basin. *Land Degrad. Dev.* <http://dx.doi.org/10.1002/ldr.2384>.
- Buendia, C., Bussi, G., Tuset, J., Vericat, D., Sabater, S., Palau, A., Batalla, R.J., 2015b. Effects of afforestation on runoff and sediment load in an upland Mediterranean catchment. *Science of the Total Environment*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.005>.
- 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.
- 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.
- Charlton, R., 2007. *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. Routledge, Abingdon, Oxon, New York, NY (234 pp.).
- Chu, T.W., Shirmohammadi, A., 2004. Evaluation of the SWAT model's hydrology component in the piedmont physiographic region of Maryland. *Trans. ASABE* 47 (4), 1057–1073. <http://dx.doi.org/10.13031/2013.16579>.
- 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, Barcelona (Unpublished master's thesis).
- Coll, J., Lloret, X., Berenguer, M., Sempere-Torres, D., García, J., Velasco, E., et al., 2010. Historical reconstruction of daily rainfall maps over Catalunya. Poster Presented at International Workshop on EU Flood Directive Implementation in Mediterranean Zone. Tools and Challenges for Efficient Risk Management, Barcelona.
- Cosandey, C., 1980. Les "crues" d'été en forêt de Carnoet. Etude du ruissellement d'été dans un petit bassin versant forestier, sous climat océanique. *Cah. Géog. Phys.* 4, 49–54.
- Cosandey, C., 1986. De l'origine de l'écoulement rapide de crue, dans un petit bassin-versant forestier breton. *Z. Geomorphol.* 60, 177–186 (N. F., suppl.).
- Douglas, I., Bidin, K., Balamurugan, G., Chappell, N.A., Walsh, R.P.D., Greer, T., et al., 1999. The role of extreme events in the impacts of selective tropical forestry on erosion during harvesting and recovery phases at Danum Valley, Sabah, Philippines. *Trans. R. Soc. Lond. B* 354, 1749–1761.
- Estrany, J., García, C., Batalla, R.J., 2009. Suspended sediment transport in a small Mediterranean agricultural catchment. *Earth Surf. Process. Landf.* 34, 929–940.
- Estrany, J., García, C., Batalla, R.J., 2010. Hydrological response of a small mediterranean agricultural catchment. *J. Hydrol.* 380, 180–190.
- Fiener, P., Auerswald, K., 2009. Spatial variability of rainfall on a sub-kilometre scale. *Earth Surf. Process. Landf.* 34, 848–859.
- 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. Landf.* 33, 2064–2077.
- Frota, E., Wesemaela, B., Benetb, A.S., House, M.A., 2008. Water harvesting potential in function of hillslope characteristics: a case study from the Sierra de Gador (Almería province, south-east Spain). *J. Arid Environ.* 72, 1213–1231.
- Gallart, F., Llorens, P., 2001. Water resources and environmental change in Spain. A key issue for sustainable catchment management. In: García-Ruiz, J.M., Jones, J.A.A., Arnáez, J. (Eds.), *Environmental Change and Water Sustainability*. IPE (CSIC), Zaragoza, pp. 11–20.
- 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 (11–12), 769–773. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2004.05.004>.
- Gallart, F., Llorens, P., Latron, J., Regües, D., 2002. Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrology and earth system sciences discussions*. Copernicus Publ. 6 (3), 527–537.
- García-Ruiz, J.M., Lasanta, T., Ruiz-Flano, P., Ortigosa, L., White, S., González, C., et al., 1996. Land-use changes and sustainable development in mountain areas: a case study in the Spanish Pyrenees. *Landsc. Ecol.* 11 (5), 267–277.
- García-Ruiz, J.M., White, S.M., Lasanta, T., Martí, C., Gonzalez, C., Errea, M.P., et al., 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. (Eds.), *Human Impact on Erosion and Sedimentation*AHS Publication. Int Assoc Hydrological Sciences, Wallingford, pp. 151–158.
- García-Ruiz, J.M., Arnaez, J., Beguería, S., Seeger, M., Martí-Bono, C., Regues, D., et al., 2005. Runoff generation in an intensively disturbed, abandoned farmland catchment, Central Spanish Pyrenees. *Catena* 59, 79–92.
- García-Ruiz, J.M., Regües, D., Alvera, B., Lana-Renault, N., Serrano-Muela, P., Nadal-Romero, E., et al., 2008. Flood generation and sediment transport in experimental catchments affected by land use changes in the central Pyrenees. *J. Hydrol.* 356, 245–260.
- Gil, R., Núñez, I., 2003. Estudio hidrogeológico de la sierra de Odèn-Port del Comte (Solsonès, Lleida). Unpublished report, 37th Course of CIHS Foundation.
- González-Hidalgo, J.C., Echeverría, M.T., 1990. Cuantificación de procesos de erosión en el semárido aragonés. Conceptualización e instalación de una estación experimental. *Azara* 2, 21–32.
- 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.060>.
- 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.W. (Eds.), *Forest Hydrology*. Pergamon, Oxford, pp. 275–290.
- Hibbert, A.R., 1967. Forest treatment effects on water yield. In: Sopper, W.E., Lull, H.W. (Eds.), *International Symposium on Forest Hydrology*. Pergamon Press, New York, NY, pp. 527–543.
- Holtschlag, D.J., 2001. Optimal estimation of suspended-sediment concentrations in streams. *Hydrol. Process.* 15, 1133–1155. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.207>.
- Isik, S., 2013. Regional rating curve models of suspended sediment transport for Turkey. *Earth Sq. Inf.* 6, 87–98. <http://dx.doi.org/10.1007/s12145-013-0113-7>.
- Lana-Renault, N., Regues, D., Martí-Bono, C., Beguería, S., Latron, J., Nadal, E., et al., 2007. Temporal variability in the relationships between precipitation, discharge and suspended sediment concentration in a small Mediterranean mountain catchment. *Nord. Hydrol.* 38, 139–150.
- Lana-Renault, N., Nadal-Romero, E., Serrano-Muela, M.P., Alvera, B., Sánchez-Navarrete, P., Sanjuan, Y., et al., 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. Landf.* 39 (5), 581–592.
- 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.
- López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D., Balash, J.C., 2010. Rainfall, runoff and sediment transport relations in a mesoscale mountainous catchment: the River Isabena (Ebro basin). *Catena* 82, 23–34.
- López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D., 2011. In-channel sediment storage in a highly erodible catchment: the River Isabena (Ebro Basin, Southern Pyrenees). *Z. Geomorphol.* 55 (3), 365–382.
- López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D., Francke, T., 2012. The sediment budget of a highly dynamic mesoscale catchment: the River Isabena. *Geomorphology* 138, 15–28. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.020>.

- 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 (2), 392–406.
- Maidment, D.R., 1993. *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York (1000 pp.).
- Mano, V., Némery, J., Belleudy, P., Poiré, A., 2009. Assessment of suspended sediment transport in four alpine watersheds (France): influence of the climatic regime. *Hydrol. Process.* 23, 777–792.
- Marra, F., Nikolopoulos, E.I., Creutin, J.D., Borga, M., 2014. Radar rainfall estimation for the identification of debris-flow occurrence thresholds. *J. Hydrol.* 519, 1607–1619.
- 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.
- Mulungu, D., Ichikawa, Y., Shiiba, M., 2005. A physically based distributed subsurface-surface flow dynamics model for forested mountainous catchments. *Hydrol. Process.* 19, 3999–4022.
- Nadal-Romero, E., Reguees, D., Latron, J., 2008a. Relationships among rainfall, runoff, and suspended sediment in a small catchment with badlands. *Catena* 74, 127–136.
- Nadal-Romero, E., Latron, J., Martí-Bono, C., Regúés, D., 2008b. Temporal distribution of suspended sediment transport in a humid Mediterranean badland area: the Aragüés catchment, Central Pyrenees. *Geomorphology* 97, 601–616.
- Navrátil, O., Evrard, O., Esteves, M., Legout, C., Ayrault, S., Nemery, J., et al., 2012. Temporal variability of suspended sediment sources in an alpine catchment combining river/rainfall monitoring and sediment fingerprinting. *Earth Surf. Process. Landf.* 37, 828–846.
- Ninyerola, M., Pons, X., Roure, J., 2000. A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques. *Int. J. Climatol.* 20, 1823–1841.
- 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.013>.
- Nwosu, E., Sangodoyin, A., Osuji, G., 1995. On the relation of soil-erosion to rainfall erosivity in southeastern Nigeria. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 26, 389–406.
- Oeurng, C., Sauvage, S., Sanchez-Pérez, J.M., 2010. Dynamics of suspended sediment transport and yield in a large agricultural catchment, southwest France. *Earth Surf. Process. Landf.* 35 (11), 1289–1301.
- Olesch, G., Sukhanovski, Y., Kistner, I., Rode, M., Meissner, R., 2005. Characterization and modelling of the spatial heterogeneity of snowmelt erosion. *Earth Surf. Process. Landf.* 30, 197–211.
- 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.
- Pearson, K., 1896. *Mathematical contributions to the theory of evolution. III. Regression, heredity, and panmixia*. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A* 187, 253–318.
- Piqué, G., López-Tarazón, G., 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 (12), 2031–2044.
- 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.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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Roehl, J.E., 1962. Sediment source areas, and delivery ratios influencing morphological factors. *IAHS Publ.* 59, 202–213.
- 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. <http://dx.doi.org/10.1002/rra.885>.
- Schiemann, R., Liniger, M.A., Frei, C., 2010. Reduced space optimal interpolation of daily rain gauge precipitation in Switzerland. *J. Geophys. Res.* 115, D14109. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JD013047>.
- Schumm, S.A., 1977. *The Fluvial System*. John Wiley, New York (338 pp.).
- Serrano-Muela, M.P., Lana-Renault, N., Nadal-Romero, E., Reguees, D., Latron, J., Martí-Bono, C., et al., 2008. Forests and their hydrological effects in Mediterranean mountains. The case of the central Spanish Pyrenees. *Mt. Res. Dev.* 28, 279–285.
- Singh, J., Knapp, H.V., Arnold, J.G., Demissie, M., 2005. Hydrological modeling of the iroquois river watershed using HSPF and SWAT. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 41, 343–360. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1752-1688.2005.tb03740.x>.
- Sujono, J., Shikasho, S., Hiramatsu, K., 2004. A comparison of techniques for hydrograph recession analysis. *Hydrocarb. Process.* 18 (3), 403–413.
- 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. Manag.* 143, 163–178.
- 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.
- Szcześniak, M., Piniewski, M., 2015. Improvement of hydrological simulations by applying daily precipitation interpolation schemes in meso-scale catchments. *Water* 7, 747–779. <http://dx.doi.org/10.3390/w7020747>.
- Taylor, C.H., Pearce, A.J., 1982. Storm runoff processes and sub-catchment characteristics in a New-Zealand hill country catchment. *Earth Surf. Process. Landf.* 7, 439–447.
- Vanmaercke, M., Maetens, W., Poesen, J., Jankauskas, B., Jankauskiene, G., Verstraeten, G., et al., 2012a. A comparison of measured catchment sediment yields with measured and predicted hillslope erosion rates in Europe. *J. Soils Sediments* 12, 586–602.
- 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.
- Velasco-Forero, C.A., Sempere-Torres, D., Cassiraga, E.F., Gomez-Hernandez, J.J., 2009. A non-parametric automatic blending methodology to estimate rainfall fields from rain gauge and radar data. *Adv. Water Resour.* 32 (7), 986–1002. <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2008.10.004>.
- 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.
- 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 (4), 321–330.
- Vericat, D., Batalla, R.J., 2006. Sediment transport in a large impounded river: the lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology* 79, 72–92. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.09.017>.
- Vericat, D., Batalla, R.J., 2010. Sediment transport from continuous monitoring in a perennial Mediterranean stream. *Catena* 82, 77–86.
- 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.* 44, W11415. <http://dx.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.* 19, 386–394.
- Walling, D.E., 1983. The sediment delivery problem. *J. Hydrol.* 65, 209–237.
- Walling, D.E., Webb, B.W., 1983. Patterns of sediment yield. In: Gregory, K.J. (Ed.), *Background to Palaeohydrology*. Wiley, Chichester etc., pp. 69–100.
- Williams, J.R., 1977. Sediment delivery ratios determined with sediment and runoff models. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.* 122, 168–179.
- Williams, G.P., 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *J. Hydrol.* 111, 89–106.
- Williams, J.R., Berndt, H.D., 1972. Sediment yield computed with universal equation. *J. Hydraul. Div.* 98 (12), 2087–2098.
- 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.
- Yuan, Y., Mitchell, J.K., Hirschi, M.C., Cooke, R.A.C., 2001. Modified SCS curve number method for predicting subsurface drainage flow. *Trans. ASABE* 44 (6), 1673–1682. <http://dx.doi.org/10.13031/2013.7028>.



Contents lists available at ScienceDirect

Science of the Total Environment

journal homepage: www.elsevier.com/locate/scitotenv



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



J. Tuset^{a,b,*}, D. Vericat^{a,b}, R.J. Batalla^{a,c,d}

^a Fluvial Dynamics Research Group (RIUS), University of Lleida, E-25198 Lleida, Catalonia, Spain¹

^b Forest Science and Technology Centre of Catalonia, E-25280 Solsona, Catalonia, Spain

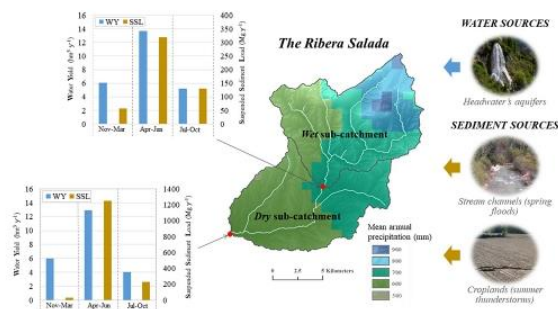
^c Institut Català de Recerca de l'Aigua (ICRA), E-17003 Girona, Catalonia, Spain

^d Faculty of Forest Sciences and Natural Resources, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile

HIGHLIGHTS

- Two sub-catchments with contrasting hydrosedimentary regimes are identified.
- The wet sub-catchment supplies the majority of the water.
- Interactions river-aquifer controls water yield in the dry sub-catchment.
- The dry sub-catchment supplies the majority of the sediment.
- Results emphasise the importance of sediment sources and availability.

GRAPHICAL ABSTRACT



ARTICLE INFO

Article history:

Received 15 April 2020
Received in revised form 8 July 2020
Accepted 9 July 2020
Available online 17 July 2020

Editor: Paulo Pereira

Keywords:

Sediment transport
Hydrologic cycle
Sediment budgets
Rainfall maps
Mediterranean
Ebro basin

ABSTRACT

Mountain regions have a key role in the generation of runoff, and in the production and transfer of sediments to fluvial networks, especially in Mediterranean catchments where these processes are affected by marked changes in climate and land use (i.e. global change). This paper presents the water and the sediment budgets of the Ribera Salada (224 km²), a meso-scale Mediterranean forested catchment located in the Southern Pyrenees. Field monitoring follows an integrated basins scheme (five nested sub-catchments), where hydrological and sediment transport data were collected continuously over a two-year period (2012–2013). Precipitation was obtained using radar images, which allowed the elaboration of rainfall maps used to characterize the spatial distribution of rainfall across multiple scales. Results indicate that the catchment is hydrologically divided in two areas which show contrasting fluvial regimes: the upper part of the catchment is considered wet and has a constant flow regime, supplying the majority of the water, while the lower part is drier, with ephemeral tributaries and water losses into the alluvial aquifer of the main river channel. In contrast to water yield, most of the suspended sediment load (i.e. 80%) is supplied by the driest part of the catchment where sediment availability was greater and where there is a greater connectivity between sediment sources and the channel network. The sediment yield of the whole catchment and the respective sub-catchments sits in the lower bounds of values reported for the Mediterranean region, indicating the generally low intensity of hydrological and geomorphic processes in the area. Once more the sediment budget approach matched to sound hydrological data proves efficient to characterize sediment dynamics in river basins, with special interest in areas such as the Mediterranean mountain catchments, where the effects of global change appear to be more acute.

© 2020 Elsevier B.V. All rights reserved.

* Corresponding author at: Forest Science and Technology Centre of Catalonia, E-25280 Solsona, Catalonia, Spain.
E-mail address: jordi.tuset@ctfc.cat (J. Tuset).

¹ www.fluvialdynamics.com.

1. Introduction

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 (83,500 km²) 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; García 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, 2016b). Reductions in flow pose 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 affects 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, 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. This hypothesis (based on the main findings after Conacher and Sala, 1998) frames the research presented here, aiming at constructing the water and the sediment budgets of the Ribera Salada, a meso-scale forested Mediterranean catchment located in the Southern Pyrenees. The Ribera Salada has experienced extensive afforestation due to the generalized land abandonment that has occurred in the Pyrenean region since mid-twentieth century. In this context, the Ribera Salada was established in 1997 as a long-term monitoring project with the primary objective of observing and quantifying 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., 2016b; Tuset et al., 2016). All of these works described processes occurring in the upper half of the basin, from plot to catchment scale, with specific objectives different from those presented here. For the purpose of this paper, field monitoring followed an integrated-catchments approach, which was composed by five nested instrumented sub-catchments. There, hydrological and sediment transport data were collected continuously during the two years period. There are no water and sediment budgets reported for non-regulated and less-erodible catchments of this size in the Pyrenean area. The Ribera Salada offers an opportunity to identify sediment sources in such natural catchments and assess the spatial and temporal variability of the water and sediment transport regimes.

2. Study area

The Ribera Salada is a 224 km² mountainous catchment located in the Southern Pyrenees (NE Iberian Peninsula; Fig. 1). 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 year⁻¹ in the valley bottoms to >1000 mm year⁻¹ 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.

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, Fig. 1). This unit consists of two major subunits: (i) Bòfia, which mainly discharges into the River Cardener (not included in Fig. 1), 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, Fig. 1). 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; Fig. 1).

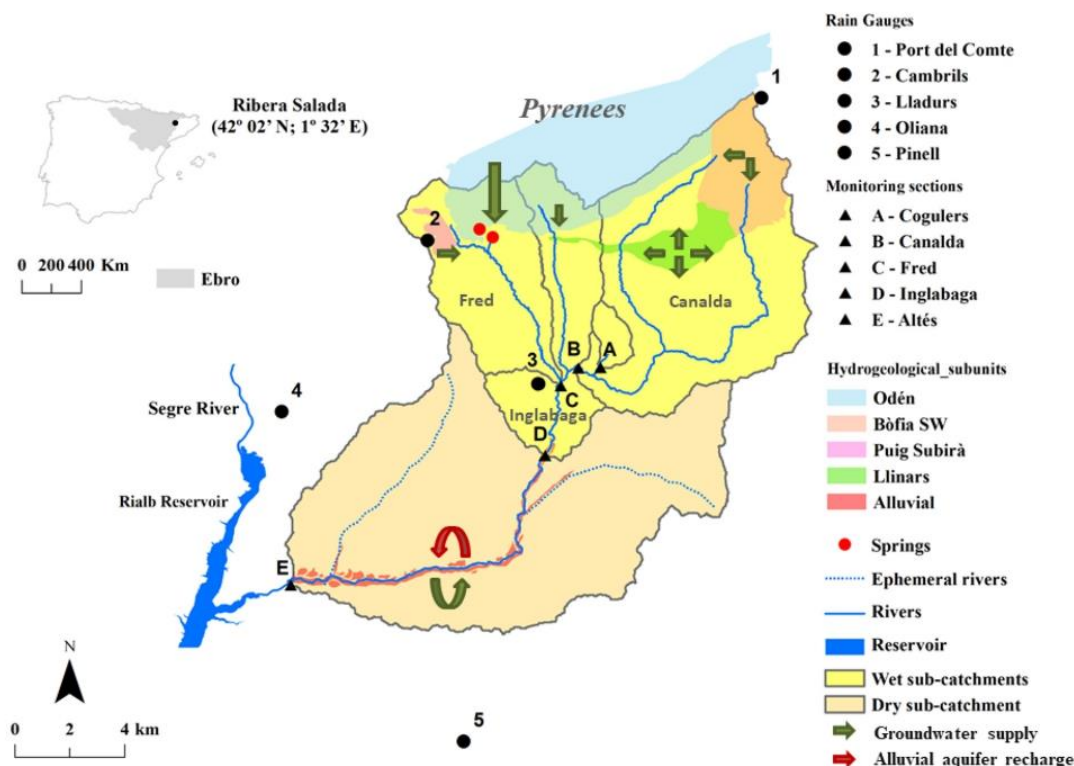


Fig. 1. Ribera Salada sub-catchments with the location of the monitoring sections and the rainfall gauges, and a synthesis of the hydrogeological system of the Ribera Salada (modified from Núñez et al., 2004). Note that the proportion of the arrows was extracted from Núñez et al. (2004). The inset map 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 catchment lies mostly on conglomerate supporting sandy-loamy soils, that typically have depths < 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 1 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 (Fig. 1). 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

Table 1
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
	Cogulers	Fred	Canalda	Inglabaga		Altès
Area (km ²) ^a	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	Sandstones and clayrocks ^b	Detrital rocks and fluvial terraces	Conglomerates, sandstones and clayrocks ^b
Time concentration of rainfall (min) ^c	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) ^d	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

^a In brackets, the percentage of the total area occupied by limestone.

^b Lithology of the sub-catchment up to the most immediate upstream monitoring section.

^c 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).

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

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_{mean}) for the period 1998–2008 at the Inglabaga section (114.5 km²; see Fig. 1 for location details) is 0.5 m³ s⁻¹ ($\sigma = 0.260$ m³ s⁻¹), 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.

3. Materials and 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.

3.1. 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 (Fig. 1): Cogulers (2.4 km²), Fred (26.8 km²), Canalda (65.1 km²), Inglabaga (114.5 km²) and Altés (217.4 km²). 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, characterized 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 (Fig. 1). 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 min 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 meter (Valeport® 801) during base and high flows. In May 2012 an Ultrasonic Doppler Instrument (Starflow® 6526, range 21 mm s⁻¹ to 4500 mm s⁻¹) 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 metres 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⁻¹) 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 4 h in Altés and 1 h 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 23rd 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 characterize 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.

3.2. 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 to the spatial variability of the rainfall. The rainfall records obtained in the rain gauges of the Ribera Salada (see location in Fig. 1) (see Section 3.1.) 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 Fig. 1 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).

3.3. 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:

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

where *N* is the number of days after which direct surface runoff ceases, and *A* is the drainage area in km^2 (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, Fig. 1) 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 determining 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. Results and discussion

4.1. Rainfall

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*® 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^2 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 September 2012 event; Tuset et al., 2016), and identify rain shadows that are not in the range of rain gauges.

4.1.2. Rainfall patterns

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 ever 195 km^2). 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).

4.1.2.2. 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 2 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).

4.2. Flow, water yield and runoff

4.2.1. Annual scale

4.2.1.1. Flow and water yield. The average long-term *Q* in Canalda and Inglabaga is 0.41 m³ s⁻¹ and 0.50 m³ s⁻¹, respectively (Vericat and Batalla, 2010; Buendia et al., 2016a). *Q_{mean}* for the monitoring period was 0.20 m³ s⁻¹ and 0.46 m³ s⁻¹ in 2012 and 0.50 m³ s⁻¹ and 1.08 m³ s⁻¹ in 2013, respectively. Fig. 2 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 m³ s⁻¹ and 0.58 m³ s⁻¹, respectively) (Fig. 2). 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 hm³ and 30.6 hm³ for 2012 and 2013, respectively, equivalent to a mean specific *Q* of 0.003 m³ s⁻¹ km². This value is low compared to that reported for the neighbouring Cardener (200 km² 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 m³ s⁻¹ km² (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 Fig. 1), 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 mm in the River Cardener and 619 mm in the Ribera Salada). The transmission losses occurring in the alluvial aquifer (see Fig. 1) 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 m³ s⁻¹ km², very similar to the one obtained for the Cardener basin. However, the value halves (0.003 m³ s⁻¹ km²) 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.

According to the previous works (e.g. 5 years, Regúés 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. Regúés et al., 2000; Rovira and Batalla, 2006; Gimenez et al., 2012).

Table 2
Mean vales 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 ^a			Output of the basin				
		Cogulers			Fred		Candalda			Inglabaga			Altés					
		<i>P</i> ^c (mm)	<i>WY</i> (hm ³)	<i>SSL</i> (t)	<i>P</i> ^c (mm)	<i>WY</i> ^b (hm ³)	<i>P</i> ^c (mm)	<i>WY</i> (hm ³)	<i>SSL</i> (t)	<i>P</i> ^c (mm)	<i>WY</i> ^b (hm ³)	<i>SSL</i> (t)	<i>P</i> ^c (mm)	<i>WY</i> ^b (hm ³)	<i>SSL</i> (t)			
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
2013	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
	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
Average	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
	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
Average	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

^a Area between the Inglabaga and the Altés monitoring sections.

^b Includes the water contribution from the Odèn subunit hydrogeological.

^c Rainfall average of the all contribution area, including the rainfall within the surface of Odèn hydrogeological subunit.

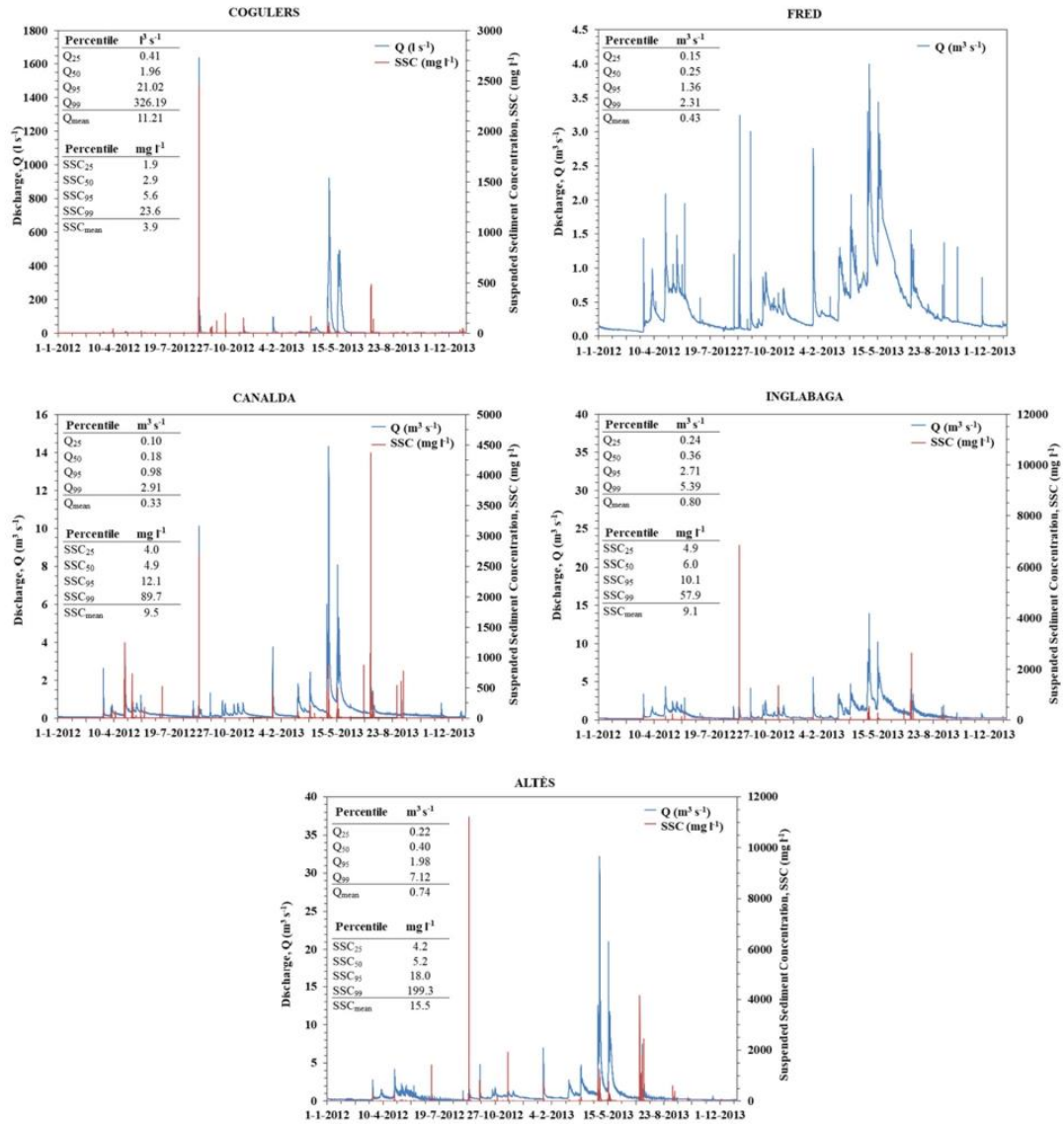


Fig. 2. Hydrograph and sedigraph recorded at monitoring sections during the 2-year study period (see location in Fig. 1). A summary table is included as inset where Q_{mean} indicates the mean discharge for the all study period (2012–2013), Q_i shows characteristic i percentiles, SSC mean indicates the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

Fig. 3A 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 3 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 3 and Fig. 3A). 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.

As stated, WY in the wet part of the Ribera Salada increases with the increase of the contributing area (see Eqs. (2) and (3); Fig. 4A 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 3). This difference stems from the fact that there exists a water transfer from the Odèn hydrogeological unit (with a recharge area of 42.7 km²) 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, Fig. 1). 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 3), with results showing a lineal relationship with high degree of statistical significance (see Fig. 4C and D). Eqs. (4) and (5) represent the relationships between the modified contributing area (real) and WY for 2012 and 2013 respectively. These

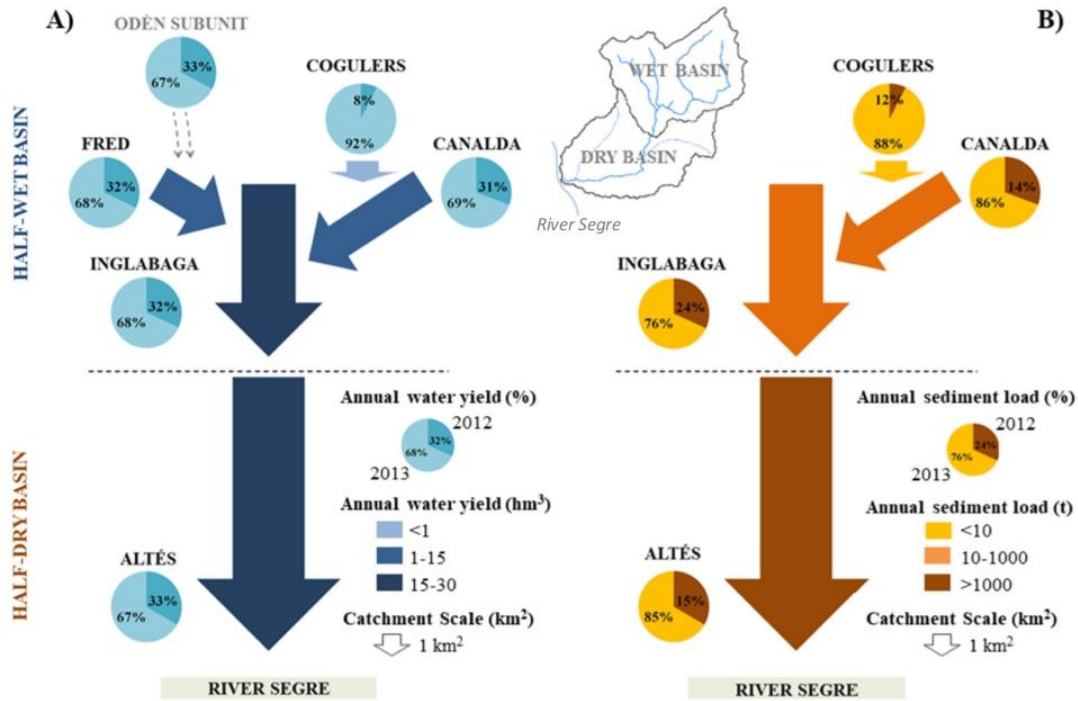


Fig. 3. The (A) water and (B) sediment budgets of the Ribera Salada for the study period (2012–2013). The annual distribution of the water and sediment load are shown for each sub-catchment (note that water and sediment fluxes displayed by the arrows are scaled according to their absolute magnitude). The Odèn hydrological subunit (see Fig. 1) is also included (in grey).

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 3).

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 hm^3 ; data from 1998 to 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 Fig. 4A and B). 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 3).

4.2.1.2. Hydraulic relation between the river and the aquifer. Fig. 5A 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. 75th 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 $0.8 <$

Table 3
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.

	A (km ²)	2012		2013		Average	
		WY (hm ³)	Q (m ³ s ⁻¹)	WY (hm ³)	Q (m ³ s ⁻¹)	WY (hm ³)	Q (m ³ s ⁻¹)
Cogulers	2.4	0.05	0.002	0.64	0.02	0.3	0.010
Fred ^a	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 ^b	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 ^c	64.4	8.7	0.28	18.4	0.58	13.5	0.43
Inglabaga ^b	114.5 (143.1)	15.9	0.50	34.1	1.08	25	0.79
Altés ^b	217.4 (245.6)	15.4	0.49	30.6	0.97	23	0.73

^a In brackets, the results without the Odèn hydrogeological subunit area and its water contribution.

^b In brackets, the results without the Odèn hydrogeological subunit area and its water contribution.

^c Overall contribution of the Fred sub-catchment and the Odèn hydrological subunit.

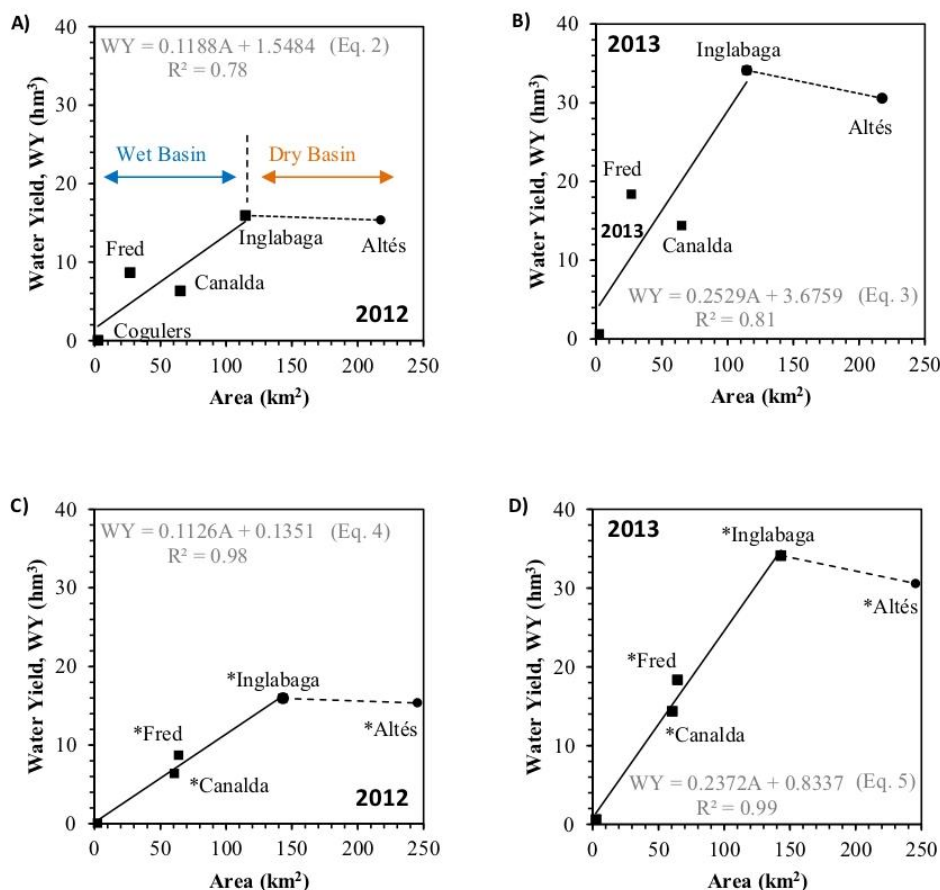


Fig. 4. Relationships between water yield (WY) and basin area in (A) 2012 and (B) 2013. In the upper wet part of the basin (blue), the WY is positively correlated with the area (i.e. continuous line), whereas in the lower dry half of the basin (yellow), WY decreases as the catchment area increases (i.e. 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 from 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 3 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.)

$Q < 3.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, water transfers are from the river to the aquifer (infiltration), 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 Fig. 5B, 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 km²) and Bronstert et al. (2014) in the River Isábena (Central Pyrenees, 445 km²), 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 Fig. 4. 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.

4.2.1.3. Direct runoff. In the upper part of the catchment, the mean annual Direct Runoff (DR) increases with catchment area (Table 4). 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

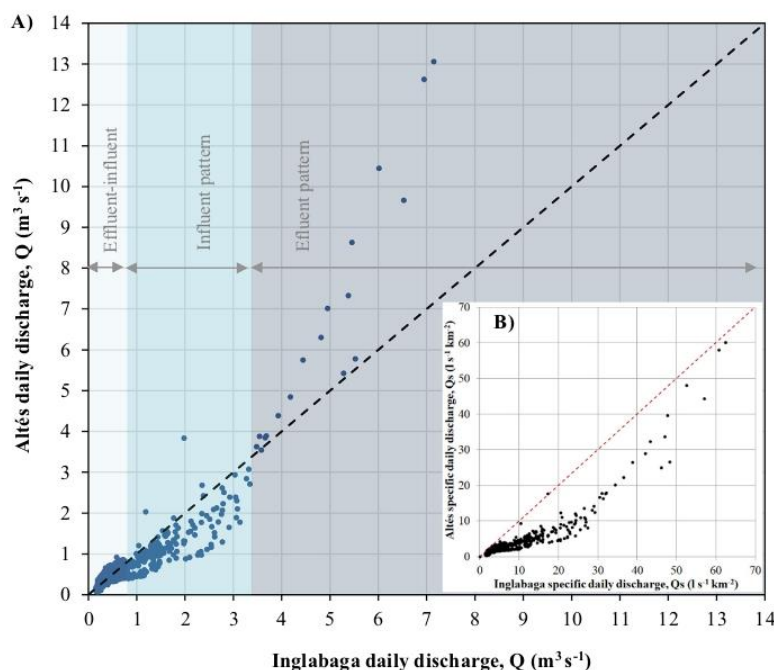


Fig. 5. (A) Relationship between daily discharge (Q in $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) in Inglabaga and Altés sections for 2012 and 2013. Data above $14 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ is not included to improve readability. The figure shows three hydraulic patterns between the river and the alluvial aquifer: (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 color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Salada, the *DR* decreased in the drier year due to aquifer recharge during floods (e.g. 2012; from 3 hm^3 to 2.7 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 hm^3 to 13.6 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. Fig. 6).

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 4); even in the wet 2013 (Table 4), *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^3 from Canalda, 0.07 hm^3 from the Fred, 0.21 hm^3 from Inglabaga and 0.82 hm^3 from the Altés sub-catchment, which altogether equates to a total annual of 1.51 hm^3 (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^3 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

Table 4
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.

	Area (km^2)	2012				2013				Average			
		<i>DR</i> (hm^3)	<i>BF</i> (hm^3)	<i>WY</i> (hm^3)	<i>DR</i> ^a (%)	<i>DR</i> (hm^3)	<i>BF</i> (hm^3)	<i>WY</i> (hm^3)	<i>DR</i> ^a (%)	<i>DR</i> (hm^3)	<i>BF</i> (hm^3)	<i>WY</i> (hm^3)	<i>DR</i> ^a (%)
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 ^b	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 ^b	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

^a Percentage of direct runoff (*DR*) in relation to the total water yield (*WY*).

^b Water contribution from the Odèn hydrogeological subunit is not included.

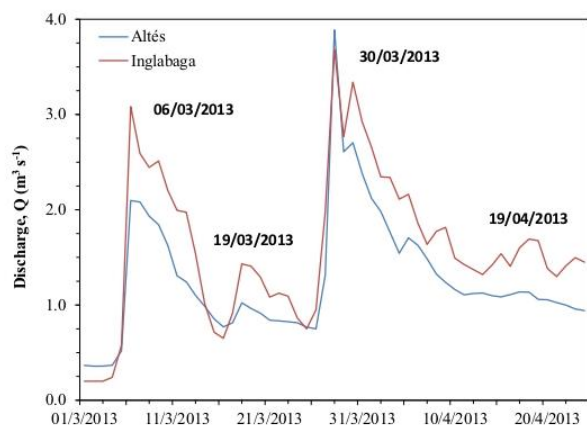


Fig. 6. Daily discharge (Q in $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) in Inglabaga and Altés sections from 1st March to 24th April 2013. In general, discharge in Altés is lower than in Inglabaga, although some floods can have a larger peak Q in the outlet than in Inglabaga. The aquifer is recharged with the flow supplied from upstream (Inglabaga) and the tributaries draining the dry basin, especially during floods.

the SITEbro do not allow for a more detailed temporal assessment (i.e. daily or monthly) of the withdrawals.

4.2.2. Seasonal and monthly patterns

Seasonal WY at the outlet of the catchment (Altés) attains the maximum in spring with 12.9 hm^3 whereas the minimum occurs in summer with 2.9 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 2) 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 2). 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 September 2013, where infiltration rate was more than overcome by the intensity of precipitation). 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 Amás 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 2); transmission losses give the summer the lowest WY (in Altés), while the lowest WY in Inglabaga is observed in Autumn (Table 2). 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.

4.2.3. Water budget

Table 5 shows the mean annual values of precipitation (P , mm), runoff (Q , mm), real evapotranspiration (ETr , mm) and water withdrawals

Table 5

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

	Area ^a (km^2)	P (mm)	R ^b (mm)	Q + Q _{Odèn} ^c (mm)	WW ^d (mm)	ETr ^e (mm)	α (%)	FA (%)
Cogulers	2.4	640	141	141	0.0	499	22	85.5
Fred ^a	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

^a It does not include the recharge area of the Odèn subunit.

^b Basins' annual runoff.

^c Annual water contribution from each sub-catchment (including the contribution from Odèn subunit).

^d WW: authorized annual water withdrawals.

^e Real annual evapotranspiration ($ETr = P - R - WW$).

(WW , mm), as well as the runoff coefficient (α) 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 $\frac{3}{4}P$ 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 α (Table 5). Water losses are similar to values reported elsewhere in the Mediterranean region; e.g. the Catalan Water Agency (ACA, 2016) estimated a α_{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).

4.3. Sediment transport

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 $1 \text{ Mg km}^2 \text{ year}^{-1}$, $3 \text{ Mg km}^2 \text{ year}^{-1}$ (1998–2000; Balasch et al., 2005) and $4.2 \text{ Mg km}^2 \text{ year}^{-1}$ (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 Mg year^{-1} , equivalent to a SSYs of $3.8 \text{ Mg km}^2 \text{ year}^{-1}$. In the present study, the total SSY at the catchment outlet was 4030 Mg, resulting in an annual average of 2015 Mg, i.e. SSY of $9.3 \text{ Mg km}^2 \text{ year}^{-1}$. Vanmaercke et al. (2012) placed the 25th percentile of the SSYs in the Mediterranean region (from data obtained in 186 sites from Portugal to Turkey) for catchments with an area between 100 and 1000 km^2 at ca. $100 \text{ Mg km}^2 \text{ year}^{-1}$, with a minimum value below $1 \text{ Mg km}^2 \text{ year}^{-1}$. 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 km^2 had a mean SSY of $287 \text{ Mg km}^2 \text{ year}^{-1}$ ($CV = 155\%$, $n = 50$), a value that places the Ribera Salada in the 20th percentile of the Iberian Peninsula SSYs 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 km^2 , $SSY = 544 \text{ Mg km}^2 \text{ year}^{-1}$, López-Tarazón et al., 2012), Ésera (894 km^2 , $SSY = 337 \text{ Mg km}^2 \text{ year}^{-1}$, Lobera et al., 2016) and Cinca (849 km^2 , $SSY = 74.2 \text{ Mg km}^2 \text{ year}^{-1}$, 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. Anoaia: 5.5 to 75 Mg km⁻² year⁻¹, Farguell and Sala, 2005; Arbúcies: 35 Mg km⁻² year⁻¹, 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 (Fig. 7).

Average SSY ranges from 3.8 Mg in Cogulers (SSY = 1.6 Mg km⁻² year⁻¹), to 340 Mg in Canalda (5.2 Mg km⁻² year⁻¹), 510 Mg in Inglabaga (4.4 Mg km⁻² year⁻¹) and the reported 2015 Mg (9.3 Mg km⁻² year⁻¹) at catchment outlet (Altés) (Table 2 and Fig. 3B). Thus, the dry part of the catchment contributes more than ¾ of the annual sediment load of the whole Ribera Salada, despite occupying little <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.

4.3.2. 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 2), 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. (2015) and Béjar et al. (2018) also reported spring maxima in nearby Pyrenean catchments.

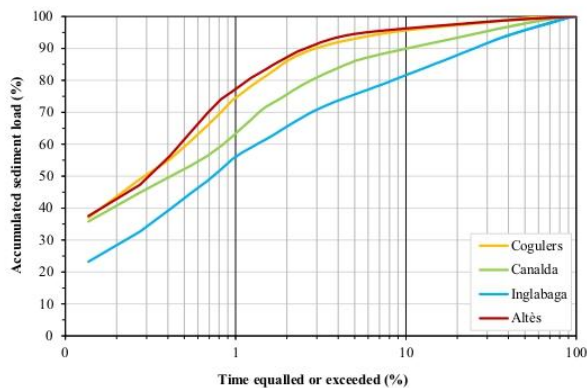


Fig. 7. Suspended sediment load frequency curves at the sub-catchment scale for all the study period (January 2012 to December 2013). Note that the x-axis uses a log-scale to improve the visualization of the differences between sub-catchments.

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 h (equating to a 10-year 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 2). 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 Tables 1 and 2 and Fig. 8).

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 hm³) and May (603 Mg, 7.1 hm³), whereas minima occurred in February and August (3 Mg, 0.7 hm³, 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 hm³, respectively). Fig. 9 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 mobilisation 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).

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. 30th 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⁻² year⁻¹, 3.8 Mg km⁻² year⁻¹, 4.7 Mg km⁻² year⁻¹

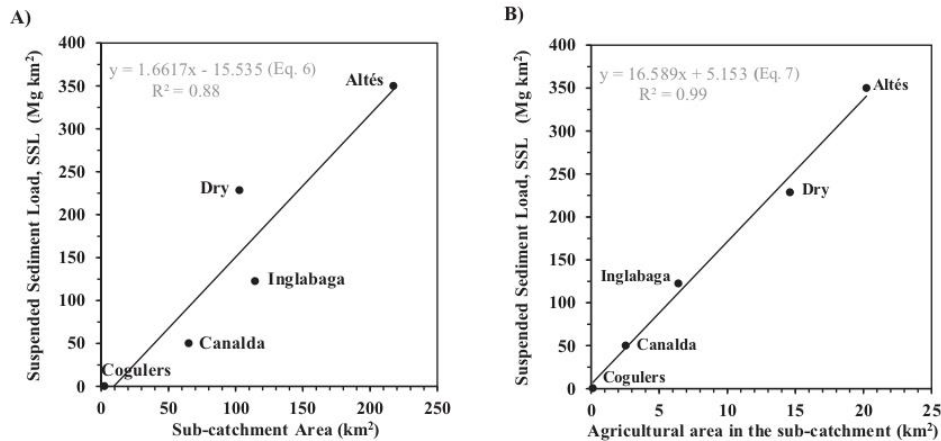


Fig. 8. (A) Relationship between Suspended Sediment Load (SSL) and sub-catchment area. Overall, the empirical relation overestimates the sediment production capability of the upper wet Canalda and Inglabaga catchments (where agriculture is residual) and underestimates it in the dry sub-catchments. (B) 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. Eqs. (6) and (7)). Statistical relations are statistically significant at $p < 0.05$.

and $1.2 \text{ Mg km}^{-2} \text{ year}^{-1}$, respectively (see Supplementary Materials for a detailed analyses in terms of the hydro-sedimentary response at the event scale). Similar to the total load, most of the flood-based sediment yield ($14.8 \text{ Mg km}^{-2} \text{ year}^{-1}$) 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 ($2.5 \text{ Mg km}^{-2} \text{ year}^{-1}$; 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.

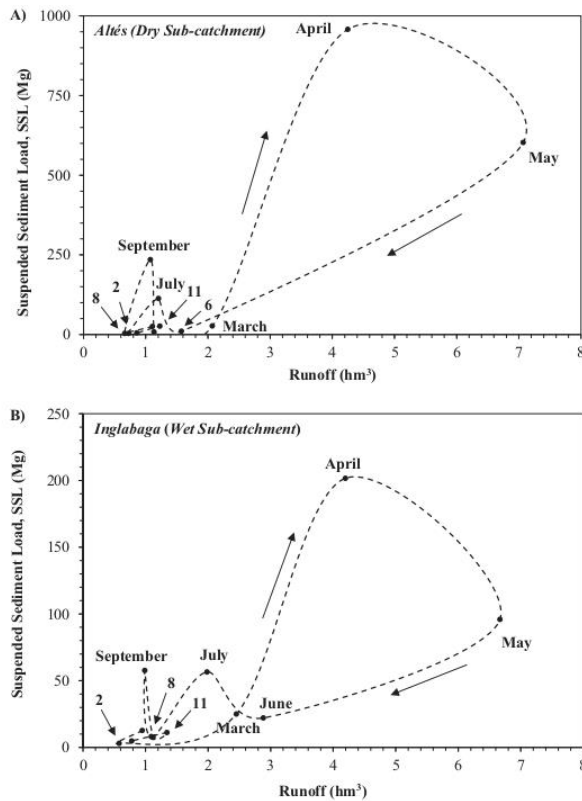


Fig. 9. Monthly hysteresis of the suspended sediment load (2012–2013) in the (A) Altés and (B) Inglabaga sections. Each number corresponds to one month, where: 2 = February, 6 = June, 8 = August and 11 = November, as reference.

4.3.4. 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 2) yields erosion values between 0.003 and $0.016 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ 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 $1 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ 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 $0.09 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$, respectively) (Table 2). 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 and 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 (Fig. 1), 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 4.2.1.). These results are in line with several works (Dedkov and Moszherin, 1992; Dedkov and Mozzherin, 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).

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 over-land 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^2), 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

A	drainage area (km^2)
BF	base-flow ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)
C_1	mean concentration determined from a single vertical section (mg l^{-1})
C_s	mean suspended sediment concentration (mg l^{-1})
CV	coefficient of variation
DR	direct runoff (hm^3)
ET_r	real evapotranspiration (mm)
f	standard value (i.e. 0.9; dimensionless)
FA	forest area (%)
h	water depth (m)
WW	licensed water withdrawals (mm)
K	ratio between C_s and C_1 (dimensionless)
n	number of days after which direct surface runoff ceases (days)
NTU	nephelometric turbidity units
OM	organic matter
P	mean precipitation (mm)
Pm_{obs}	monthly rainfall observed (mm)
Pm_{pred}	estimated monthly rainfall (mm)
Q	runoff ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)
Q_{mean}	mean discharge ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)
α	runoff coefficient (%)
$RMSE$	root mean square error (mm)
SSC	suspended sediment concentration (mg l^{-1})
SSL	suspended sediment load (Mg)
SSY	suspended sediment yield (Mg)
SSY_s	specific suspended sediment yield ($\text{Mg km}^{-1} \text{ year}^{-1}$)
WY	water yield (hm^3)

CRediT authorship contribution statement

J. Tuset: Investigation, Formal analysis, Validation, Visualization, Writing - original draft. **D. Vericat:** Supervision, Methodology, Project administration, Formal analysis, Validation, Writing - review & editing. **RJ. Batalla:** Supervision, Methodology, Project administration, Formal analysis, Validation, Writing - review & editing.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

Authors acknowledge the support from the Economy and Knowledge Department of the Catalan Government, Spain through the Consolidated Fluvial Dynamics Research Group (2017 SGR 459), and the additional support from the CERCA Programme. This research was partly developed in the frame of the SCARCE Consolider Ingenio 2010 Project CSD2009-00065 (2009–2014) funded by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness, Spain. The second author was funded by a Ramón y Cajal Fellowship (RYC-2010-06264, Spanish Ministry of Economy and Competitiveness, Spain) during most of the research; he is now a Serra Hùnter Fellow at the University of Lleida. Part of the instrumentation was funded by the project 'Sediment Export from Large Semi-Arid Catchments: Measurements and Modelling' (SESAM), funded by the Deutsche Forschungsgemeinschaft, Germany (DFG). Authors are especially indebted to David Estany for his invaluable assistance during fieldwork, and Chris Gibbins for a complete revision and discussion of the first draft of this manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140884>.

References

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), 2014. Sistema de Descàrrega d'Informació del Medi (WWW Document).

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).

Acuña, V., Detry, 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>.

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>.

Balashch, 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). *Geomorphological Processes and Human Impacts in River Basins*. IAHS Publ, Solsona, pp. 131–138.

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 Geomorf. y Asoc. Española para el Estud. del Cuaternario*. vol. 17, pp. 79–91.

Batalla, R.J., García, 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., Ferrer, C., Martín-Vide, J.P., Rovira, A., 2006. Dinàmica hidrosedimentària de la Ribera Salada (Conca del Segre) (Barcelona).

Batalla, R.J., Damià, V., Gibbins, C.N., García, C., 2010. Incipient Bed-material Motion in a Gravel-bed River: Field Observations and Measurements.

Béjar, M., Vericat, D., Batalla, R.J., Gibbins, C.N., 2018. 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>.

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>.

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>.

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/ldr.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>.

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.

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.

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.

Conacher, A.J., Sala, M. (Eds.), 1998. *Land Degradation in Mediterranean Environments of the World: Nature and Extent, Causes and Solutions*. Wiley, Chichester; New York.

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)

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.

Dietrich, W.E., Dunne, T., 1978. Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Z. Geomorph. N. F.* 29 (Suppl. Bd), 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., Swanson, D.N. (Eds.), *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*. General Technical Report PNW-141. U.S. Forest Service, pp. 5–23.

Dunne, T., Leopold, L.B., 1978. Water in environmental planning, other information: from review by Graham Tobin, Univ. of Iowa. *Environ. Prof.* 1 (4), 261 (1978).

Estruch, J., 2001. Informació del territori i càlcul de l'escament 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>.

Farguell, Q., Sala, M., 2005. Seasonal suspended sediment concentrations and their relationship with discharge in the Anoia River basin, NE Spain. *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>.

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)).

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., 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., 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).

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, 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>.

- 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>.
- Jimenez, R., Casali, J., Grande, I., Díez, 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>.
- Gregor, M., 2010. *BF+ 3.0 User's Manual*.
- 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>.
- 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>.
- 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>.
- Ibáñez, 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.
- ICCG, 2019. Mapa geològic de Catalunya 1:250 000. Cartografia geològica i geomètica. [WWW Document]. Inst. Cart. i Geològic Catalunya. URL <https://www.icgc.cat/Administracio-i-empresa/Descarregues/Cartografia-geologica-i-geometica> (accessed 5.7.15).
- 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).
- Kindsvater, C.E., Carter, R.W.C., 1957. Discharge characteristics of rectangular thin-plate weirs. *J. Hydraul. Div.* 83, 1–36.
- Kirpich, Z.P., 1940. Time of concentration of small agricultural watersheds. *Civ. Eng.* 10, 362.
- 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., Müller, 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.
- Lana-Renault, N., 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/10.1016/j.jhydrol.2007.09.037>.
- Lauscher, F., 1976. Weltweite Typen der Höhenabhängigkeit des Niederschlags. *Wetter und Leb* 28, 80–90.
- 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.48.6.899.5.1425>.
- Leopold, L., 1968. Hydrology for urban land planning - a guidebook on the hydrologic effects of urban land use. *Geol. Surv. Circ.* 554, 1–21.
- 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., Besné, P., Vericat, D., López-Tarazón, J.A., Tena, A., Aristi, I., Díez, J.R., Ibsate, A., Larrañaga, A., Elosegi, A., Batalla, R.J., 2015. Geomorphological status of regulated rivers in the Iberian Peninsula. *Sci. Total Environ.* 508, 101–114. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.10.058>.
- 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>.
- López, R., Justicó, 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>.
- 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, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D., Francke, T., 2012. 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>.
- 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>.
- Maidment, D.R., 1993. *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York.
- 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 anoa-penedés vineyard region (NE Spain). *Cuad. Investig. Geogr.* 38, 95–114. <https://doi.org/10.18172/cig.1277>.
- McLean, D.G., Church, M., Tassone, B., 1999. Sediment transport along lower Fraser River I. Measurements and hydraulic computations. *Water Resour. Res.* 35, 2533–2548. <https://doi.org/10.1029/1999WR900101>.
- 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>.
- 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.
- 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).
- Núñez, I., Gil, R., García, M.A., 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.
- Otto, T., Ruschberg, 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>.
- 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>.
- Poch, R.M., Pradesaba, 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.
- Regüés, D., Balasch, J.C., Castellort, X., Soler, M., Gallart, F., 2000. Relación entre las tendencias temporales de producción y transporte de sedimentos y las condiciones climáticas, en una pequeña cuenca de montaña Mediterránea (Vallecebre, Pirineos orientales). *Cuad. Investig. Geográfica* 26, 41–65.
- 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>.
- 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. 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>.
- 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.
- 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.
- 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>.
- Searcy, J.K., 1960. Graphical Correlation of Gaging Station Records. *Manual of Hydrology: Part I. General Surface-water Techniques*. Water-supply Paper 1541-C. U.S. Geological Survey, United States Government Printing Office, Washington.
- 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., Martí-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>.
- 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.* 54, 96–4040.
- SMC (Servei Meteorològic de Catalunya), 2013. *Butlletí Climàtic de l'Any 2012*.
- SMC (Servei Meteorològic de Catalunya), 2014. *Butlletí Climàtic de l'Any 2013*.
- Swanson, F.J., Janda, R.J., Dunne, T., Swanson, D.N., 1982. *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*. US for. Serv. GTR PNW-14.
- Tabary, P., Desplats, J., Do Khac, K., Eideliman, 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>.
- 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>.
- 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.
- 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., 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>.
- 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.

- U. S. Bureau of Reclamation, 1973. Design of Small Dams. 2nd ed. Water Resources Technical Publication, Washington, D.C.
- 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., 2012. 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>.
- Vasileva, T., Orehova, T., 2012. Estimation of groundwater resources in Bulgarian mountain areas from stream baseflow. BALWOIS 2012 - International Scientific Conference on Water, Climate and Environment. Ohrid, Republic of Macedonia, pp. 1–6.
- 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., 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., 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., 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>.
- 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\[0032:athot\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1659/0276-4741(2003)023[0032:athot]2.0.co;2).
- 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).
- 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).
- 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>.

SUPPLEMENTARY MATERIALS

Hydro-sedimentary response at the event scale

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). Some floods had more than one peak. A total of 19 events occurred during the first year and 16 during the second year, and, overall, the percentage of annual *SSY* transported during these episodes was 93% and 98%, respectively. Seasonally, 17% of the floods were recorded in winter, 29% in spring, 26% in summer and 29% in autumn. In the Inglabaga section, the number of floods was 43 for all the study period (21% in winter, 28% in spring, 23% in summer and 28% in autumn). Eight of these floods (i.e. floods with low or moderate *DR*, around 0.29 hm³ on average), were lost in the alluvial aquifer once the peak flow reached the dry sub-catchment, or captured by a larger subsequent flood. In Canalda, Fred and Cogulers, the number of floods was lower (i.e. 33, 31, and 30, respectively), especially in summer (i.e. 7, 6 and 7, respectively) and winter (i.e. 5, 7 and 5, respectively). Results suggest that in the wet basin the number of floods is directly proportional to the size of the catchment.

At the whole basin scale (i.e. Altés section), the total flood-based runoff (hereafter *TR*) varies between 0.04 hm³ and 7.66 hm³, with an average of 0.79 hm³ (*CV*=212%, *n*=35). *TR* in Inglabaga varies between 0.03 hm³ and 4.56 hm³, with an average of 0.62 hm³ (*CV*= 164, *n*=42). Three main hydrological responses can be observed in the lowermost reach by looking at the differences in *TR* between the Inglabaga and Altés stations: (i) $TR < 0.4 \text{ hm}^3$: a variable response, with flood magnitudes being either increasing or decreasing downstream, (ii) $0.4 \text{ hm}^3 < TR < 2.52 \text{ hm}^3$: regimes characterised by a loss of the *TR*, with the volume of water seeped into the aquifer being greater than the *TR* runoff production in the dry sub-catchment, and (iii), $TR > 2.52 \text{ hm}^3$: a regime characterised by an increase of the *TR*, with the lower part of the catchment producing more runoff and more quickly than the aquifer can absorb, which translates in a larger volume of *TR* in the outlet. These patterns are similar to those shown in figure 37. Because of this behaviour, when the two floods with the largest *TR* are not considered, mean *TR* in Altés is smaller than in Inglabaga (i.e. 0.39 hm³ with *CV*=97.8% and 0.42 hm³ with *CV*=118.6%,

respectively). In general, the differences between Altés and Inglabaga depend on the runoff generation in the dry sub-catchment, the level of the aquifer water table and the Inglabaga section when a given flood occurs. Altés and Inglabaga spring floods provide the largest TR (i.e. 1.92 hm^3 , $CV=156\%$, $n=10$) while summer and autumn produce the smallest values TR (i.e. 0.24 hm^3 , $CV=94\%$, $n=9$) in Altés and Inglabaga, respectively. The TR values of Fred and Canalda were $5.7 \text{ hm}^3 \text{ yr}^{-1}$ and $5.2 \text{ hm}^3 \text{ yr}^{-1}$, respectively, generating 44% and 40% of TR of Inglabaga, respectively. Despite the smaller area, the Fred, owing to its larger base flow (i.e. $3.6 \text{ hm}^3 \text{ yr}^{-1}$) generated a larger volume of TR .

Peak flows (hereafter Q_{max}) in Altés varied between 0.48 and $37.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, with an average of $4.2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ($CV=174\%$, $n=35$). In Inglabaga, Canalda, Fred and Cogulers, mean Q_{max} were $2.85 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ($CV=126\%$, $n=42$), $2.14 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ($CV=147$, $n=33$), $1.41 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ($CV=70$, $n=31$) and $0.112 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ($CV=307$, $n=30$), respectively. The magnitude of Q_{max} has a positive relationship with the size of the contributing area. For Inglabaga and Altés, this relationship can be altered if the runoff contribution from the dry sub-catchment is lower than the water transfer into the alluvial aquifer. If the opposite happens, Q_{max} in Inglabaga can be less than Altés during, for instance, events with very high and localized precipitation (e.g. 9th September 2012 flood, where Q_{max} were $18.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $37.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectively). Upstream of Inglabaga, the Canalda sub-catchment produces the largest DR , especially when Q_{max} exceeds $2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Summer records the highest magnitude of Q_{max} in Altés and Inglabaga (i.e. $7.1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $CV=117\%$, $n=9$ and $4.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $CV=126\%$, $n=8$, respectively).

In the Altés section (basin outlet), mean flood-based SSC and mean maximum suspended sediment concentration (hereafter SSC_{max}) for the study period were 0.068 g l^{-1} ($CV=190\%$, $n=35$) and 0.830 g l^{-1} ($CV=242\%$, $n=35$). The SSC_{max} varied between events, with summer events having the highest values (mean of 2.5 g l^{-1} , $CV=135\%$, $n=9$). The highest SSC_{max} reached 11.2 g l^{-1} (9th September 2012), while $SSCs$ exceeded 1 g l^{-1} in a total of 7 floods and 2 g l^{-1} in 3 floods. In Inglabaga, the flood-based SSC_{max} was 6.8 g l^{-1} (9th September 2012) whereas in two other flood values exceeded 1 g l^{-1} . These values are higher than the ones observed by Vericat and Batalla (2010) and Tuset et al. (2016) in the same section between 2005 and 2008. Further upstream, SSC_{max} recorded in Canalda is usually higher than recorded in Inglabaga, where the higher contribution from Fred's base flow dilutes sediment concentration. However, when the largest part of net rain falls outside Canalda's sub-catchment, this pattern changes and the highest SSC_{max} values are higher in Inglabaga than in Canalda (e.g. 22nd March 2012 and 30th June 2012), although low because crops protect soils from erosion. In general, Cogulers cannot generate high SSC_{max} , which is usually below 0.2 g l^{-1} . Only in one instance (9th September 2012 event), SSC_{max} in Cogulers was larger (i.e. 2.5 g l^{-1}). The high percentage of forest cover in Cogulers limits

runoff generation and water discharge in the river, which is the main source of sediments in this sub-catchment.

Cuadernos de Investigación Geográfica	2015	Nº 41 (1)	pp. 23-62	ISSN 0211-6820
---------------------------------------	------	-----------	-----------	----------------

DOI: 10.18172/cig.2707

© Universidad de La Rioja

EVOLUCIÓN MORFO-SEDIMENTARIA DEL TRAMO MEDIO DEL RÍO SEGRE

J. TUSET^{1,2*}, D. VERICAT^{1,2,3}, R.J. BATALLA^{1,2,3,4}

¹Fluvial Dynamics Research Group -RIUS, www.fluvialdynamics.com.

²Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, E-25280, Solsona.

³Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida, E-25198, Lleida.

⁴Institut Català de Recerca de l'Aigua, E-17003, Girona.

RESUMEN. *En este trabajo se analiza la evolución hidrológica y morfo-sedimentaria del tramo medio del río Segre a partir del análisis de la alteración del régimen fluvial y de crecidas y del desequilibrio sedimentario ocurrido durante la segunda mitad del siglo XX. La dinámica del río se ha visto alterada de manera significativa debido principalmente a la construcción de grandes presas y a la extracción de áridos. El cambio más evidente aguas abajo de la presa de Oliana es el que afecta a la magnitud y frecuencia de las avenidas. Con la construcción de la presa de Rialb este fenómeno se ve incrementado. La retención de sedimentos en los embalses y las numerosas extracciones de áridos han provocado además un notable desequilibrio sedimentario. Se estima que la retención de sedimentos en suspensión oscila entre el 87 y el 96% (100% para la carga de fondo). Este importante efecto, unido a una intensa actividad extractiva, que excedió ampliamente la carga media sedimentaria del río, ha incrementado considerablemente el déficit sedimentario del cauce actual y reforzado el desequilibrio hidrodinámico (evidente a partir de las observaciones de acorazamiento e incisión del lecho). La evolución morfológica del río, analizada a partir del Índice de Dinámica Fluvial (IDF), muestra una tendencia a la estabilización del cauce por intrusión de vegetación de ribera posterior al cierre de la presa de Oliana en 1959. Esta tendencia se vio alterada como consecuencia de la gran crecida de 1982, aunque el dinamismo fluvial aparente después de este evento se redujo de nuevo paulatinamente. En la actualidad 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. Las principales unidades morfo-sedimentarias (barras laterales y centrales) han desaparecido. Los resultados aportan información para el diseño de programas de restauración hidrosedimentaria que incluyan prácticas tales como las crecidas de mantenimiento y la inyección de gravas. Las crecidas de mantenimiento reactivarían el cauce, y el bypass de sedimentos a través de las presas, reduciría el desequilibrio*

Tuset et al.

energético y de masas; por su parte, la inyección de gravas minimizaría la incisión y regeneraría hábitats y unidades morfológicas ahora prácticamente desaparecidas.

Morpho-sedimentary evolution of the middle-course reaches of the Segre River

ABSTRACT. *In this study, the hydrological and morpho-sedimentary status of the medium reaches of the River Segre is examined from the analysis of the alteration of the hydrological and floods regime and of the sedimentary imbalance in the second half of the 20th century. In this period, the river has been significantly altered due to the construction of dams and to the in-channel gravel mining. Results show that the alteration of the flow regime downstream from the Oliana Dam is moderate, with the more evident change affecting the magnitude and frequency of floods. The construction of Rialb Dam has magnified channel changes. Sediment retention in reservoirs and the massive in-channel gravel mining have caused a remarkable sedimentary imbalance. The estimated sediment retention is between 87 and 96% (100% for bedload). This impact, along with an intense in-channel mining that clearly exceeded the mean sedimentary load of the river, have considerably increased the current sedimentary deficit and reinforced the hydrodynamic imbalance (evident from the observations of armouring and incision in the river bed). The morphological evolution of the river, analysed by means of the Index of Fluvial Dynamism (IFD), shows a tendency towards stabilisation due to the encroachment of riparian vegetation after the closing of the Oliana Dam in 1959. This tendency was temporarily altered by the great flood of 1982. The apparently new fluvial dynamism after this event gradually decreased afterwards. Nowadays, riverbed mobility has definitely decreased and the riparian vegetation encroachment makes the low flow channel to occupy practically all the active river bed. The main morphosedimentary units (lateral and central bars) have disappeared. Results can be used to design hydrosedimentary restoration plans, which include maintenance of artificial floods and gravel injection. Maintenance floods and bypass sediments through reservoirs may reactivate the riverbed, thus reducing the energy and mass imbalances, whereas gravel injections would reduce incision and would re-create habitats and morphological units.*

Palabras clave: morfología fluvial, presas, extracción de áridos, *IDF*, Segre.

Key words: channel morphology, dams, construction aggregate, *IFD*, River Segre.

Recibido el 31 de enero de 2015
Aceptado el 12 de marzo de 2015

*Correspondencia: Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, E-25280, Solsona. E-mail: jordi.tuset@ctfc.cat

1. Introducción

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 (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 (por 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 (por ej. Beguería *et al.*, 2006; García-Ruíz, 2010; López-Vicente *et al.*, 2011; Sanchis-Ibor y Segura-Beltrán, 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 (por 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 (por ej. Rundquist L.A., 1980; Rivier y Seguíer, 1985; Kondolf, 1994a,b; OWRRI, 1995a,b; 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 (por 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

Tuset et al.

y riparios de gran interés (por ej. Piégay *et al.*, 2009; Rinaldi, 2003). El impacto no se limita al tramo original de la extracción sino que los efectos pueden desplazarse aguas arriba y abajo (por ej. Pringle, 1997).

Desde finales de los años 1950, el tramo medio del río Segre (cuena del Ebro) está sujeto a numerosos impactos antrópicos que han modificado sustancialmente su equilibrio hidrosedimentario. 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. 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. La premisa básica sobre la que se basa el análisis es el reconocimiento de que el dinamismo de un río y su integridad como ecosistema se fundamenta, entre otros aspectos, en una relación de equilibrio entre el flujo de agua (régimen fluvial e hidráulico), los sedimentos circulantes, y la morfología del cauce.

2. Área de estudio

La cuena del río Segre se sitúa en el cuadrante NE de la Península Ibérica, con una superficie de 22 845 km² 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 cuena 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 cuena 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 cuena es de 86 m³ 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 m³ s⁻¹ en 1907 y 3600 m³ 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, Fig. 1) 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 hm³ 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.

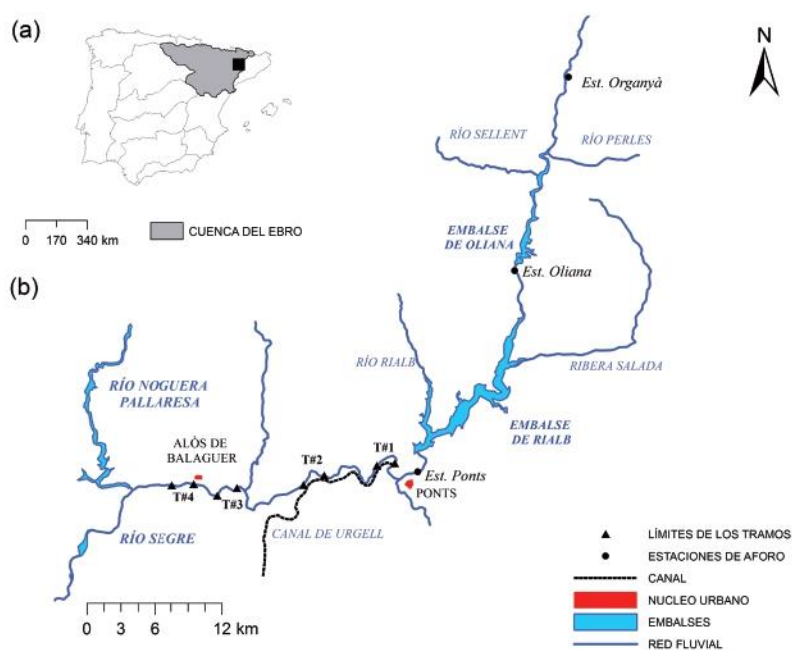


Figura 1. (a) Localización de la cuenca del Segre en la Península Ibérica. (b) Localización del área de estudio con indicación de los 4 sub-tramos analizados del sector medio del río Segre.

3. 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 (por 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 (Fig. 2). 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

Tuset et al.

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.

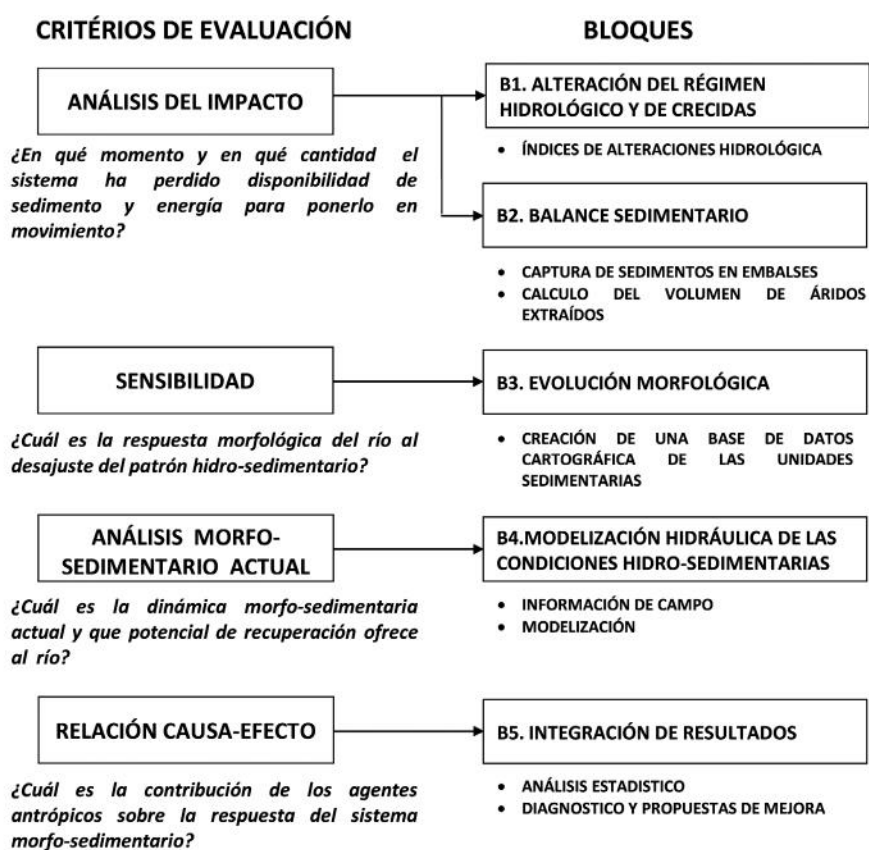


Figura 2. Esquema metodológico para el diagnóstico de la dinámica morfo-sedimentaria del tramo medio del río Segre: Interrelación entre criterios de evaluación y bloques de análisis de datos.

3.1. 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 (Fig. 1; Tabla 1) con el objetivo de determinar las características del régimen hidrológico natural.

Tabla 1. Registros de datos de las estaciones de aforo en el tramo medio del Segre.
Fuente: Confederación Hidrográfica del Ebro.

Estación ¹	Inicio Serie	Duración de la serie	Años completos
Organyà	1950	55	51
Oliana	1952	57	50
Ponts ²	1946	68	45

¹ 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 (por 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.

² 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_{Hb} , entendidos como caudales no extremos) y ii) el régimen modificado de crecidas (RMC_{Cd}). 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_{Hb} y RMC_{Cd}) 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

Tuset et al.

disponibilidad de datos similar. En el caso del RMC_{Hb}, los parámetros analizados (ver Tabla 2) son la magnitud anual de la escorrentía, la estacionalidad y la variabilidad diaria (Martínez-Santa y Fernández-Yuste, 2006, a partir de Puckridge *et al.*, 1998; Grown y Marsh, 2000). Adicionalmente, también se ha añadido la variabilidad mensual de la escorrentía siguiendo la metodología de Batalla *et al.*, (2004). Las variables analizadas para el estudio del RMC_{Ca} 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 (por 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):

$$Q_{Bank} = (\overline{Q_c}) \times (0,7 + 0,6 \times CV_{Q_c}) \quad (1)$$

donde

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

Tabla 2. 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 <i>bankfull</i> (Q_{Bank}) Caudal de la avenida habitual (Q_5)
	Variabilidad	Coficiente de variación de caudales máximos anuales diarios (CV_{Q_c}) Coficiente 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 2). Una vez calculados los parámetros indicados y su variabilidad tanto para el régimen natural de crecidas (RNC) como para el modificado (RMC_{ca}), 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 Fig. 3 en la sección de resultados):

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

donde S_{RMC} es la superficie definida por el polígono en RMC, S_{RNC} la superficie definida por el polígono en RNC, a_i el 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).

Tuset et al.

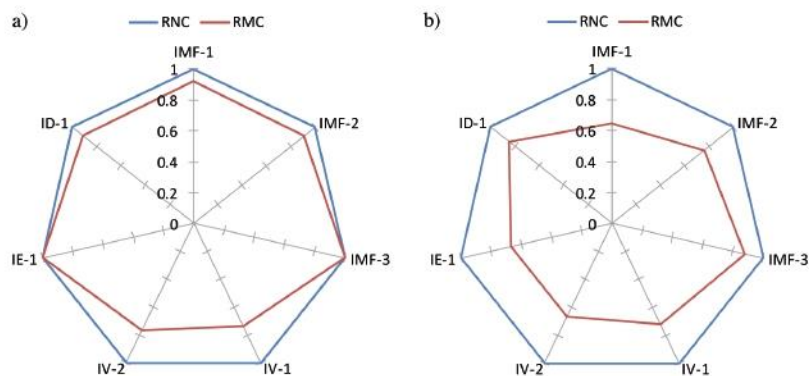


Figura 3. Índices de alteración hidrológica (IAH). Valoración de la alteración de los caudales máximos de crecida correspondientes al análisis de los efectos aguas abajo del embalse de a) Oliana y b) Rialb. Cada índice se identifica con un código. Para más detalles ver la sección 4.1.3 y la tabla 5 del 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).

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_3 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).

3.2. 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 (por 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 afluente. 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.

3.3. 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[®]. 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 3 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

Tuset et al.

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[®]. 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 3. 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 Activos 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 km²). Posteriormente, los cambios generados por la crecida de 1982 (crecida extraordinaria) obligaron a ampliar el área de análisis hasta una superficie de 7 km². Los cinco periodos de análisis son 1956-1975, 1975-1982, 1982-1992, 1992-1999 y 1999-2008.

3.4. 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 (Fig. 1). Los sub-tramos se sitúan entre la toma del Canal d'Urgell y Alòs de Balaguer (Fig. 1). 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; 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):

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

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 (por 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

Tuset et al.

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:

$$\tau = D \cdot g \cdot S \cdot \rho \quad (4)$$

$$\tau_{c-D_i} = [\tau \cdot D_i \cdot (\rho_s - \rho)] \cdot \epsilon_i \quad (5)$$

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

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

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 y Day, 1982), d es la profundidad del agua (en m), ρ es la densidad del agua (1000 kg m^{-3}), ρ_s es la densidad específica del sedimento (2650 kg m^{-3}), g es la constante gravitacional (9.81 m s^{-2}), S es la pendiente (m m^{-1}), ϵ_{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, τ es la tensión que ejerce el agua (N m^{-2}), τ_{c-D_i} es la tensión de corte crítica (N m^{-2}) para la movilización de una partícula de material superficial de tamaño D_i , y τ^* 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 τ^* (según Church, 2006). El valor de ϵ_{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).

3.5. 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®. 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 diferentes análisis tomados como variables dependientes los parámetros morfológicos del cauce identificados en la tabla 3 (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 β (coeficientes de regresión parcial estandarizados) y los coeficientes no estandarizados B (entre otros). Los coeficientes β 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 β 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.

4. Resultados

4.1. Hidrología

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 de 879 hm^3 , una variabilidad interanual moderada (i.e. $\sigma = 246 \text{ hm}^3$, $n_a = 51$, donde σ 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^3 y 418 hm^3 , respectivamente). La aportación hídrica aumenta a medida que nos desplazamos aguas

Tuset et al.

abajo, llegando a los 982 hm³ en Ponts (i.e. estación de Ponts, Fig. 1). 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 m³ s⁻¹ ($\sigma = 7.6$ m³ s⁻¹, $n_a = 51$), equivalente a un caudal específico de 8.4 l s⁻¹ km⁻¹, 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.

4.1.2. Alteración del régimen hidrológico

Los embalses de Oliana y Rialb (Fig. 1) regulan el caudal del Segre, alterando su RNC. El análisis del RMC_{emb} 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 (Fig. 1) 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 4). 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 hm³ de agua de los caudales entrantes. Durante los meses con mayor aportación, abril y mayo, el embalse llega a retener hasta 82 hm³, un 30% de la escorrentía 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 hm³ a 110 hm³ (Tabla 4). 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 4). La variabilidad de los caudales diarios disminuye aguas abajo del embalse a casi la mitad (i.e. 3.2 a 1.8; Tabla 4) debido a i) la homogenización de la frecuencia de caudales salientes entre 1 y 40 m³/s, ii) la eliminación de caudales superiores a los 200 m³ s⁻¹ (i.e. 4 casos con un máximo de 407 m³ s⁻¹) y iii) la reducción a la mitad de los caudales entre 100 y 200 m³ 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 4. 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 RMC_{Hb}) 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 (RMC _{Hb})	Oliana (RNC)	Rialb (RMC _{Hb})
Anuales y mensuales	Magnitud (hm ³)	909	964	889	938
	Variabilidad mensual (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

4.1.3. Alteración de las crecidas

Para el análisis del régimen modificado de caudales máximos (RMC_{ca}) 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 (Fig. 1). Para este período los caudales Q_C , Q_{Bank} y Q_5 de la estación de Organyà son de 161 m³ s⁻¹ (equivalente a un $Q_{Esp} = 59.6 \text{ l s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$), 168 m³ s⁻¹ ($62.2 \text{ l s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$) y 75.3 m³ s⁻¹ ($27.8 \text{ l s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$) respectivamente. Los resultados de los Índices de Alteración Hidrológica (IAH; ver Tabla 5) 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

Tuset et al.

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 (Fig. 1), 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 5). 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 5). 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 5, 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 (por 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 Eq. 1).

Tabla 5. 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 conforman los Índices de Alteración Hidrológica.

CÓDIGO	ÍNDICE	VALOR		ESTADO DE ALTERACIÓN	
		Oliana	Rialb	Oliana	Rialb
IMF_{cm}	Índ. Crecidas Máx. ¹	0.92 ¹	0.65	Bajo	Moderado
IMF_{bank}	Índ. Caudal <i>bankful</i> ¹	0.91 ¹	0.76	Bajo	Moderado
IMF_{ch}	Índ. Crecidas Habituales	1.00	0.88	Bajo	Bajo
IV_{cm}	Índ. Variabilidad Crecidas Máx. diarias anuales ¹	0.74 ¹	0.72	Moderado	Moderado
IV_{ch}	Índ. Variabilidad Crecidas Habituales ¹	0.77 ¹	0.67	Moderado	Moderado
IE_{cd}	Índ. Estacionalidad Crecidas	1.00	0.67	Bajo	Moderado
ID_{cd}	Índ. Duración Crecidas ¹	0.91 ¹	0.85 ¹	Bajo	Bajo

¹ 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.

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 el 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.

La representación de la valoración del estado de alteración global (IAG) se muestra en las Figs. 3a y 3b (ver sección metodológica para más detalles). En ellas se recogen los cambios en los caudales de crecida. La alteración resultante de Oliana es *baja* (IAG = 0.66) con tendencia a *moderada* según la clasificación adoptada. En el caso de Rialb la alteración es *moderada* (IAG = 0.46). En comparación con Oliana y teniendo en cuenta la mayor capacidad de regulación de esta presa la calificación parece razonable. No obstante, hay que recordar que la evaluación del impacto de este embalse se ha realizado con una serie de datos de once años, hecho que podría llevar a una cierta distorsión en el índice obtenido.

La segunda fase del análisis incluye la caracterización de 17 hidrogramas de crecida (i.e. 10 de ordinarias y 7 de extraordinarias). Las Figs. 4 y 5 muestran dos ejemplos representativos. Estas crecidas presentan repetidamente un patrón de alteración de la forma de los hidrogramas salientes de cada embalse respecto de los entrantes en función de la capacidad y el llenado del vaso en cada momento, así como de las necesidades operativas de las presas. El embalse de Oliana es relativamente pequeño ($IR = 0.1$), lo que altera poco los caudales extraordinarios pero sí los ordinarios, sobre todo en otoño y al principio de la primavera cuando se encuentra más vacío. Esta situación implica una laminación parcial e incluso total del evento ordinario (Fig. 4). En tiempo de deshielo, si el vaso está casi lleno se produce un tercer patrón basado en el retraso de la crecida y la eliminación de las fluctuaciones entre el día y la noche típicas de un régimen pluvio-nival (Fig. 5). Con la campaña de riego, a mediados de primavera y principio de verano, se intenta retener la máxima cantidad de recursos posibles, originando caudales muy modestos aguas abajo con continuas fluctuaciones (i.e. dientes de sierra) para dar respuesta a las demandas hídricas de los canales. La inauguración en 1999 de la presa de Rialb implica una gestión de los embalses en serie, hecho que acentúa el patrón de modificación de caudales ya descrito (Figs. 4 y 5).

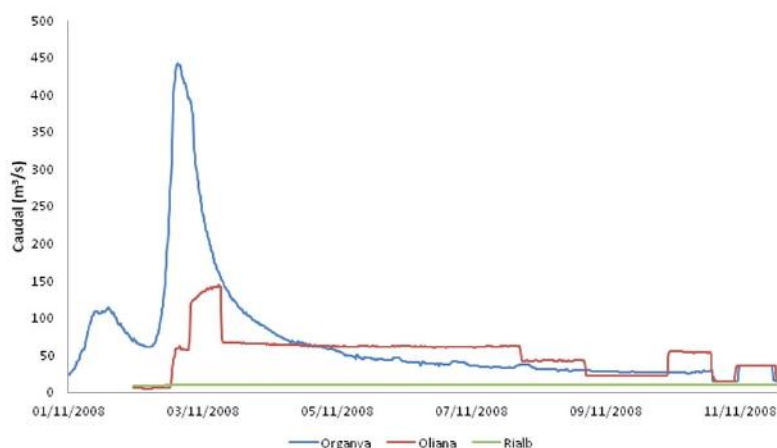


Figura 4. Crecida extraordinaria registrada en las estaciones de aforo de Organyà (línea azul) y de Oliana (línea roja) y en la salida del embalse de Rialb (línea verde) durante noviembre de 2008.

Tuset et al.

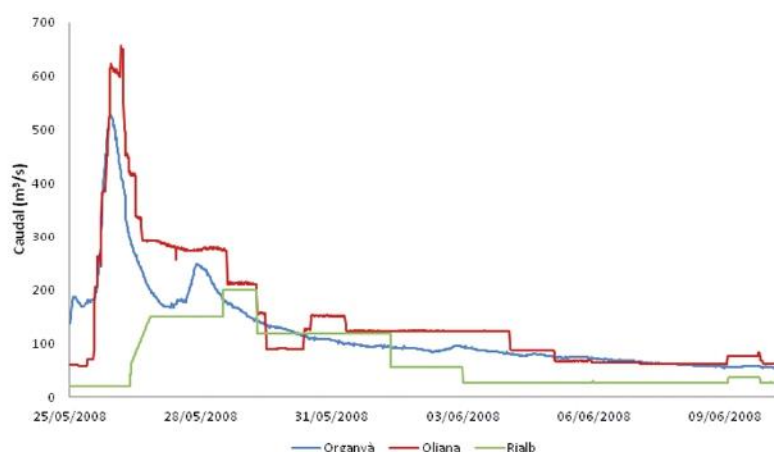


Figura 5. Crecida extraordinaria registrada en las estaciones de aforo de Organyà (línea azul) y de Oliana (línea roja) y en la salida del embalse de Rialb (línea verde) durante mayo y junio de 2008. El embalse de Oliana se encuentra casi lleno y desembalsa agua para reducir el riesgo de sobrepasar el nivel máximo de almacenamiento. Esta situación conlleva un incremento del caudal natural máximo observado en Organyà.

4.2. Alteración morfo-sedimentaria

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 hm³ y una capacidad de almacenamiento inicial de 101 hm³); 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 hm³) 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 está lleno oscila entre el 2 y el 4% en el caso del embalse de Oliana.

La tabla 6 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 hm³ 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 m³. A partir del rango de densidades de los sedimentos retenidos en diferentes embalses de la cuenca del río Ebro (1.1 t m⁻³ y 1.56 t m⁻³; 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 toneladas de sedimentos al embalse de Rialb desde aguas arriba, con lo que

Evolución morfo-sedimentaria del tramo medio del río Segre

la transferencia teórica aguas abajo (i.e. al tramo de estudio) oscilaría entre 65 000 y 93 000 toneladas 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 6. 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 ³)	101.1
1958-1985	Volumen final (hm ³)	85.8
	Pérdida capacidad (%)	16.0
	Acumulación anual (hm ³)	0.57
1985-2007	Volumen final (hm ³)	78.4
	Pérdida capacidad (%)	8.0
	Acumulación anual (hm ³)	0.34
1958-2007	Volumen final (hm ³)	78.4
	Pérdida capacidad (%)	22.0
	Acumulación anual (hm ³)	0.46

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 m³ 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 toneladas 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 Fig. 6, 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, Fig. 1), la proporción de la carga de fondo sobre el total de la aportación sedimentaria anual es

Tuset et al.

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 m³; 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 Fig. 7 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 periodo 1993-1999 se extrajo el 48% del total del volumen (i.e. más de 1.2 millones de m³), 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 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.

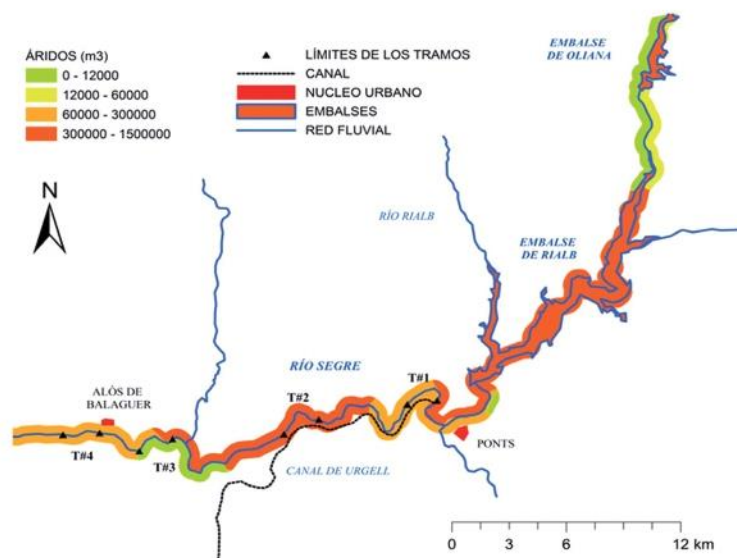


Figura 6. Volumen total de áridos extraídos en el río Segre desde Oliana a Alòs de Balaguer para el período 1973-2009. Los volúmenes han sido clasificados a escala municipal. La cuantificación se ha hecho a partir del registro de licencias de la Confederación Hidrográfica del Ebro, donde se especifica el año de la concesión, el volumen y la localización (municipio).

Evolución morfo-sedimentaria del tramo medio del río Segre

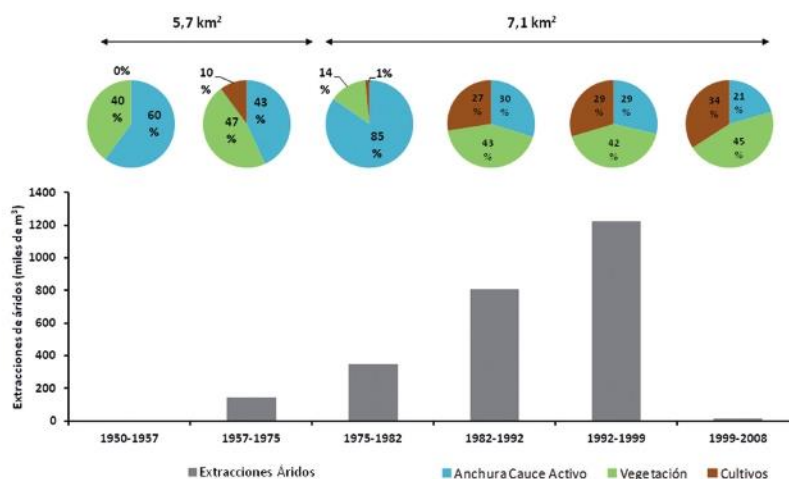


Figura 7. Evolución cronológica de la anchura del cauce activo y de la superficie vegetada (vegetación de ribera y barras centrales vegetadas) y de cultivo en relación a las extracciones de áridos en el tramo medio del Segre entre los años 1956 y 2008. La extensión del área de análisis pasa de 5.7 km² a 7.1 km² 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.

4.3. Evolución morfológica

La cartografía de las diferentes formas fluviales permite comparar su evolución de manera cuantitativa (Tabla 7). La Fig. 8 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 7. 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 ²)					
		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 ¹	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 ²	3.36	1.63	3.32	1.46	1.54	1.22

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

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

Tuset et al.

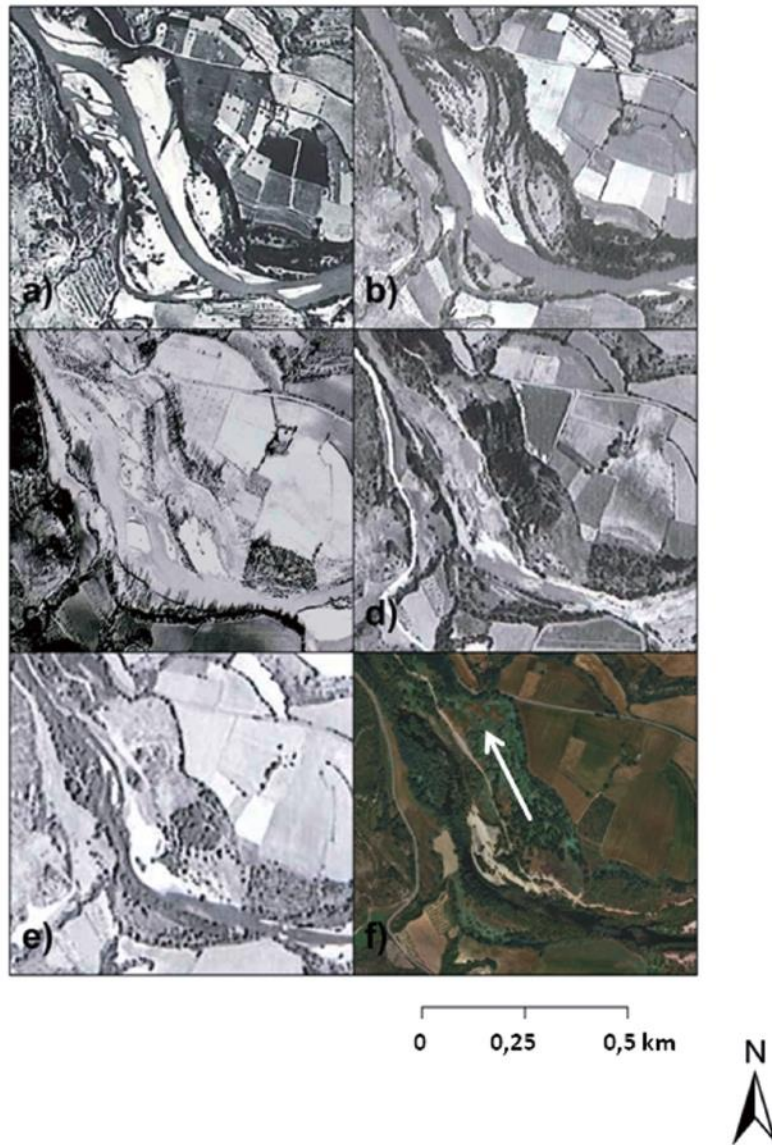


Figura 8. Evolución morfológica entre los años 1956 y 2008 de un tramo representativo del río Segre situado a 800 metros aguas arriba de la población de Alòs de Balaguer (Figura 1). En (a) 1956 se parte de una situación de inestabilidad en la que los depósitos sedimentarios son activos. En el año 1975 (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 7). 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 (Figs. 7 y 8). 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 (Fig. 7). En este periodo (1982-1992) la superficie ocupada por la vegetación en el cauce activo se triplica (de 1 a 3 km²). En la década de 1990 se observa un repunte de la actividad geomorfológica como consecuencia de crecidas de cierta magnitud (hasta T₁₀) 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 7), 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, Fig. 8), 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

Tuset et al.

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-s} 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 (Fig. 1). Comparte factores morfológicos, 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 (por 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 (por ej. el tramo #1, Fig. 6).

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 (Fig. 1), 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), parcheados por materiales finos de frecuente movilización ($I_a = 2.5$).

En cada uno de los tramos se ha calculado la tensión crítica efectiva (τ_{c-D_i}) requerida para movilizar los percentiles característicos (D_i) de las distribuciones granulométricas superficiales (Tabla 8). 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 8). Se observa que durante crecidas de baja magnitud y alta frecuencia (por 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 hidrosedimentario 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 8. Condiciones de inicio de movimiento para diferentes percentiles granulométricos de referencia (D_x) de los tramos de estudio del Segre medio (para localización ver Fig. 1): D_i partícula de un tamaño i (mm) específico de cada percentil de referencia en cada tramo; τ_{c-Di} 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.

	Tramo #1				Tramo #2				Tramo #3				Tramo #4			
	D_i	τ_{c-Di}	Q_c^*	T	D_i	τ_{c-Di}	Q_c^*	T	D_i	τ_{c-Di}	Q_c^*	T	D_i	τ_{c-Di}	Q_c^*	T
D_x	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
$D_{1.6s}$	16	13.3	28	≤ 2	30	27.1	110	≤ 2	18	15.4	69	≤ 2	35	26.5	111	≤ 2
D_{60s}	24	18.6	36	≤ 2	68	50.7	235⁺	≤ 5	34	25.4	116	≤ 5	51	37.1	163	≤ 5
D_{84s}	41	28.4	53	≤ 2	115	77.5	>1000⁺	>50	60	40.1	185⁺	≤ 10	77	52.0	>1000⁺	>50

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

4.5. Alteración hidromorfológica: relación causa-efecto

Las alteraciones hidromorfológicas 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 9 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 (β , 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 10). 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 10). 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 9. Coeficientes β de las relaciones entre las variables independientes ($Q_{ci,max}$, retención de en embalses y extracciones de áridos) y las unidades morfológicas (CAB, BLA, BCA y CA) después de la aplicación de la regresión múltiple (ver Tabla 2 para las abreviaturas). La última columna muestra el coeficiente de determinación del modelo de regresión.

UNIDAD MORFOLÓGICA	β			(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 ⁽¹⁾	0,99
BCA	0,88	-0,11 ⁽²⁾	-0,36	0,98
CA	0,98	0,122	-0,22	0,99

Nota: 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 10. Evolución temporal de la extensión superficial (km²) 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

Tuset et al.

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 hm³ 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 3), 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 10 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, genera 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

Tuset et al.

del tramo de estudio en el Segre aguas abajo de los embalses, existen varios afluentes que tienen una cuenca considerable (por 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 hidrosedimentaria 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), Piégay *et al.* (2004), Batalla *et al.* (2006), Gregory (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 (por 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; 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; 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 trezado a sinuoso, como consecuencia del desajuste entre la energía de los caudales y la carga sólida disponible en el cauce. La tabla 9 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 (por ej. 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.

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 moderada, 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

Tuset et al.

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 hidrosedimentaria 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.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del Convenio entre la Agencia Catalana del Agua y el Centro Tecnológico Forestal de Catalunya para el estudio de la dinámica fluvial en las Cuencas Intercomunitarias del Segre-Ebro en Cataluña, y de los proyectos CGL2009-09770/BTE y Consolider Ingenio 2010 SCARCECSD2009-00065 financiados por el Ministerio de Economía y Competitividad. El estudio se ha beneficiado de la metodología de análisis de datos desarrollada en el proyecto MORPHSED (CGL2012-3639), financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad y Fondos Europeos FEDER. El segundo autor está contratado mediante el programa Ramón y Cajal (RYC-2010-06264) del Programa Nacional de Contratación e Incorporación de Recursos Humanos de Investigación. El Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial -RIUS es Grupo Consolidado reconocido por la Generalitat de Catalunya -2014 SGR 645.

Referencias

- Alcázar, J. Palau, A. 2010. Establishing environmental flow regimes in a Mediterranean watershed based on a regional classification. *Journal of Hydrology* 388, 41-51.
- 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, 343-60.

- 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. *Journal of the American Water Resources Association* 40, 503-522.
- Balasz, J.C., Remacha, R., Escorihuela, B. 2006. El riu Segre a Lleida: La morfologia i els cabals., En *El Riu Segre: Un Protagonista Anònim*, X. Eritja (ed.), Pagés Editors, Lleida, pp. 13-32.
- Batalla, R.J. 2003. Sediment deficit in rivers caused by dams and instream gravel mining. A review with examples from NE Spain. *Cuaternario y Geomorfología* 17, 79-91.
- Batalla, R.J., Gómez, C.M., Kondolf, G.M. 2004. Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology* 290, 117-136.
- Batalla, R.J., Vericat, D. 2011. An appraisal of the contemporary sediment yield in the Ebro Basin. *Journal of Soils and Sediments* 11, 1070-1081.
- Batalla, R.J., Vericat, D., Martínez, T. 2006. River-channel changes downstream from dams in the lower Ebro River. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. B* 143, 1-14.
- Batalla, R.J., Vericat, D., Tena, A. 2014. The fluvial geomorphology of the lower Ebro (2002-2013): Bridging gaps between management and research. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 40 (1), 29-51.
- Beguería, S., López-Moreno, J.A., Gómez-Villar, A., Rubio, V., Lana-Renault, N., García-Ruiz, J.M. 2006. Fluvial adjustments to soil erosion and plant cover changes in the central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler* 88 (3), 177-186.
- Brune, G.M. 1953. Trap efficiency of reservoirs. *Transactions American Geophysical Union* 34, 407-418.
- Boix-Fayos, C., Barberá, 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.
- 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, 450 pp. Disponible en: <http://www.stream.fs.fed.us> (Fecha de acceso: 05/02/2014).
- Campy, M., Macaire, J. 1989. *Géologie des formations superficielles*. Masson, Paris, 433 pp.
- Chien, N. 1985. Changes in river regime after the construction of upstream reservoirs. *Earth Surface Processes and Landforms* 10, 143-159.
- Church, M. 2006. Bed Material Transport and the Morphology of Alluvial River Channels. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34, 325-354.
- Church, M.A., Mclean, D.G., Wolcott, J.F. 1987. River-bed gravels: sampling and analysis. En: *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers*. C.R. Thorne, J.C. Bathurst, R.D. Hey (ed.), John Wiley & Sons, New York, pp. 43-88.
- Clausen, B., Biggs, B.J.F. 2000. Flow variables for ecological studies in temperate streams: Groupings based on covariance. *Journal of Hydrology* 237, 184-197.
- Conesa García, C., Pérez Cutillas, P. (2014). Alteraciones geomorfológicas recientes en los sistemas fluviales mediterráneos de la Península Ibérica. Síntomas y problemas de incisión en los cauces. *Revista de Geografía Norte Grande* 59, 25-44.
- 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, 86 pp. Disponible en: http://www.enorasis.eu/uploads/files/Water%20Governance/10.Guidancedoc11_PlanningProcess.pdf (Fecha de acceso: 05/02/2014).
- Copp, G.H. 1989. The habitat diversity and fish reproductive function of floodplain ecosystems. *Environmental Biology of Fishes* 26, 1-27.

Tuset et al.

- Crozzoli, L., Batalla, R.J. 2003. Aplicación de la fotografía al análisis granulométrico de ríos con lecho de gravas. *Cuaternario y Geomorfología* 17, 29-39.
- Díaz, V., Mongil, J., Navarro, J. 2014. Propuesta de una nueva metodología para determinar la efectividad de los diques en la retención de sedimentos. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 40 (2), 169-190.
- DMAH. 2004. Classificació dels usos del sòl a Catalunya 2002. Disponible en: <http://www.creaf.uab.es/miramon/CAT/MMZ.htm> (Fecha de acceso: 20/01/2014).
- Egiazaroff, I. V. 1965. Calculation of nonuniform sediment concentrations. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE* 91, 225-248.
- Fenner, P., Brady, W.W., Patton, D.R. 1985. Effects of regulated water flows on regeneration of Fremont cottonwood. *Journal of Range Management* 38, 135-138.
- 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. En *Check Dams, Morphological Adjustments and Erosion Control in Torrential Streams*, C. Consesa y M. Aristide (ed.), Nova Science Publishers, pp. 307-322.
- García-Ruiz, J.M., White, S.M., Lasanta, T., Marti, C., Gonzalez, C., Errea, M.P., Valero, B., Ortigosa, L. 1997. Assessing the effects of land-use changes on sediment yield and channel dynamics in the central Spanish Pyrenees. En *Human Impact on Erosion and Sedimentation*, D.E. Walling y J. Probst (ed.), IAHS Publication 245, 151-158.
- García-Ruiz, J.M. (2010). The effects of land uses on soil erosion in Spain: A review. *Catena*, 81, 1-11.
- Gómez-Villar, A., Martínez-Castroviejo, R. 1991. Channel degradation as a response to erosion control works: a case study. En *Soil Erosion Studies in Spain*, M. Sala y J.L. Rubio (ed.), Geoforma Edicions, Logroño, pp. 109-122.
- Graham, D.J., Reid, I., Rice, S.P. 2005. Automated sizing of coarse grained sediments: Image-processing procedures. *Mathematical Geology* 37(1), 1-28.
- Gregory, K.J. 2006. The human role in changing river channels. *Geomorphology* 79, 172-191.
- Growns, J., Marsh, N. 2000. *Characterisation of Flow in Regulated and Unregulated Streams in Eastern Australia, Technical Report 3/2000*, Cooperative Research Centre for Freshwater Ecology, Canberra, 70 pp. Disponible en: <http://ewater.com.au/> (Fecha de acceso: 05/02/2014).
- Hooke, J.M. 2006. Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology* 79 (3-4), 311-335.
- Kondolf, G. 1994a. Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining. *Landscape and Urban Planning* 28, 225-243.
- Kondolf, G.M. 1994b. Environmental planning in regulation and management of instream gravel mining in California. *Landscape and Urban Planning* 29, 185-199.
- Kondolf, G.M. 1997. Hungry water: Effects of dams and gravel mining on river channels. *Environmental management* 21, 533-551.
- Liébault, F., Piégay, H., 2002. Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of Southeastern France. *Earth Surface and Landforms* 27, 425-444.
- Lobera, G., Besné, P., Vericat, D., López-Tarazón, J., 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. *Science of The Total Environment* 508, 101-114.
- López-Vicente, M., Lana-Renault, N., García-Ruiz, J.M., 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. *Journal of Soils and Sediments*, 11, 8, 1440-1455.
- LUEL 2005. Digital Gravelometer. Disponible en: <http://www.sedimetrics.com/> (Fecha de acceso: 04/03/2015).

- Magdaleno, F. 2011. Evolución hidrogeomorfológica del sector central del río Ebro a lo largo del siglo XX: implicaciones ecológicas para su restauración. Universidad Politécnica de Madrid, Tesis Doctoral, 91 pp.
- Manning, R. 1891. On the flow of water in open channels and pipes. *Transactions of the Institution of Civil Engineers of Ireland* 20, 161-207.
- Martínez-Santa, C.M., Fernández-Yuste, J.A. 2006. *Índices de Alteración Hidrológica en Ecosistemas Fluviales*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 178 pp.
- Martín-Vide, J.P. 2002. *Ingeniería de ríos*. Edicions UPC, Barcelona, 404 pp.
- Martín-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.
- 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.
- Molina-Navarro, E., Martínez-Pérez, S., Sastre-Merlin, A., Bienes-Allas, R. 2014. Taking advantage of a new hydraulic infrastructure to study the sediment yield in a small basin of central Spain. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 40 (1), 29-51.
- Ollero, A., Ballarín, D., Díaz, E., Mora, D., Sánchez, M., Acín, V., et al. 2008. IHG: Un índice para la valoración hidrogeomorfológica de sistemas fluviales. *Limnética* 27,171-187.
- OWRRI (OSU) 1995a. *Gravel disturbance impacts on salmon habitat and stream health. Vol 1: Summary Report*. Oregon Division of State Lands, Salem, 52 pp. Disponible en: <http://andrewsforest.oregonstate.edu/pubs/pdf/pub2207.pdf> (Fecha de acceso: 03/02/2014)
- OWRRI (OSU). 1995b. *Gravel disturbance impacts on salmon habitat and stream health. Vol 2: Technical background report*. Oregon Division of State Lands, Salem. 228 pp. Disponible en: <https://ir.library.oregonstate.edu/xmlui/handle/1956/54823> (Fecha de acceso: 03/02/2014).
- Petts, G.E. 1984. *Impounded rivers: perspectives for ecological management*. John Wiley & Sons, New York, 326 pp.
- Piégay, H., Alber, A., Slater, L., Bourdin, L., 2009. Census and typology of braided rivers in the French Alps. *Aquatic Sciences* 71, 371-388.
- Piégay, H., Walling, D.E., Landon, N., Quinping, H., Liébault, F., Petiot, R. 2004. Contemporary changes in sediment yield in a mountain basin due to afforestation (the upper Drôme in France). *Catena* 55, 183-212.
- Poff, N.L., Allan, J.D., Bain, M.B., Karr, J.R., Presteggaard, 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.
- Pringle, C.M. 1997. Exploring how disturbance is transmitted upstream: Going against the flow. *Journal of the North American Benthological Society* 16, 425-438.
- Puckridge, J.T., Sheldon, F., Walker, K.F., Boulton, A.J. 1998. Flow variability and the ecology of large rivers. *Marine and Freshwater Research* 49, 55-72.
- Puigdefàbregas, C. 1984. *Efectes geomorfològics dels aiguats del novembre de 1982*. Generalitat de Catalunya, Barcelona, 236 pp.
- Raven, P.J., Fox, P.J.A., Everard, M., Holmes, N.T.H., Dawson, F.H. 1997. River habitat survey: a new system for classifying rivers according to their habitat quality. En *Freshwater quality: defining the indefinable?*, P.J. Boon, D.L. (ed.), The Stationery Office, Edinburgh, pp. 215-234.
- Rice, S., Church, M. 1998. Grain size along two gravel-bed rivers: Statistical variation, spatial pattern and sedimentary links. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 345-363.
- Richter, B.D., Baumgartner, J.V., Powell, J., Braun, D.P. 1996. A method for assessing hydrologic alteration within ecosystems. *Conservation Biology* 10, 1163-1174.
- Rinaldi, M., 2003. Recent channel adjustments in alluvial rivers of Tuscany, central Italy. *Earth Surface Process. and Landforms* 28, 587-608.

Tuset et al.

- Rinaldi, M., Simoncini, C., Piegay, H. 2009. Scientific design strategy for promoting sustainable sediment management: the case of the Magra River (Central Northern Italy). *River Research and Applications* 25 (5), 607-625.
- Rinaldi, M., Surian, N., Comiti, F., Bussetini, 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.
- Rivier, B., Segurier, J. 1985. Physical and biological effects of gravel extraction in river beds. En *Habitat Modification and Freshwater Fisheries*. En J.S. Alabaster (ed.), Butterworths, London, pp. 131-146.
- Rundquist L.A. 1980. Effects of gravel removal on river hydrology and hydraulics. En *Gravel Removal Studies in Arctic and Subarctic Floodplain in Alaska - Technical Report*, W.C. Consultants (ed.), U.S. Fish Wildl. Serv., pp. 67-140. Disponible en: <http://pubs.aina.ucalgary.ca/gran/5989.pdf> (Fecha de acceso: 03/02/2014).
- Sanchis Ibor, C., Segura Beltrán, F.S., 2014. Spatial variability of channel changes in a Mediterranean ephemeral stream in the last six decades (1946-2006). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 40 (1), 89-118.
- Schumm, S.A. 1963. Sinuosity of alluvial rivers on the great plains. *Geological Society of America Bulletin* 74, 1089-1099.
- Schumm, S.A. 1977. *The Fluvial system*. John Wiley, New York, 338 pp.
- Strickler A., 1923. *Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauigkeitszahlen für Ströme, Kanäle und Geschlossene Leitungen*. Berna. Switzerland, Mitt. Eidgenössischen Amtes Wasserwirtschaft, n. 16.
- Surian, N. 1999. Channel changes due to river regulation: the case of the Piave river, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 1135-1151.
- Surian, N., Rinaldi, M. 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology* 50, 307-326.
- Sutherland, A.J. 1992. Hiding functions to predict self armouring. En *International Grain Sorting Seminar*. Mit. Der Versuchsanstalt Für Wasserbau Hydrologie Und Glaziologie. ETH, Zurich, 273-298.
- 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, 790 p. Disponible en: http://www.hec.usace.army.mil/software/hecras/documentation/HEC-RAS_4.1_Users_Manual.pdf (Fecha de acceso: 05/02/2014).
- Vericat, D., Batalla, R.J. 2004. Efectos de las presas en la dinámica fluvial del curso bajo del río Ebro. *Cuaternario y Geomorfología* 18, 37-50.
- Vericat, D., Batalla, R.J. 2010. Sediment transport from continuous monitoring in a perennial Mediterranean stream. *Catena* 82, 77-86.
- Vericat, D., García, C., Batalla, R.J. 2006. Variaciones temporales y espaciales en la granulometría del tramo bajo del Ebro. *Cuaternario y geomorfología* 20, 47-60.
- 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, 93 pp.
- White, R.W., Day, T.J. 1982. Transport of graded gravel bed material. En *Gravel-Bed Rivers*, J.C. Hey, J.C. Bathurst y C.R. Thorne (eds.), John Wiley, New York, 181-223.
- Williams, G.P., Wolman, M.G. 1984. *Downstream effects of dams on alluvial rivers*. *Geological Survey Professional Paper 1286*. United States Government Printing Office, Washington, 94 pp. Disponible en: <http://pubs.usgs.gov/pp/1286/report.pdf> (Fecha de acceso: 05/02/2014).
- Wolman, M.G. 1954. A method of sampling coarse bed-material. *American Geophysical Union Transactions* 35, 951-956.

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
CAB	Extensión del Cauce de Aguas Bajas (en km ²)
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)
$\overline{Q_{c1}}$	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)
CHE	Confederación Hidrográfica del Ebro
CUL	Cultivos (en km ²)
CV_{QC}	Coefficiente de variación de la serie de máximos caudales medios diarios anuales
CV_{Q5}	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 $IMF_{Cm-B.mik-Ch}$, IV_{Cm-Ch} , IE_{Cd} e ID_{Cd} (adimensional)
ID_{Cd}	Índice de Duración de Crecidas
IE_{Cd}	Índice de Estacionalidad de Crecidas

Tuset et al.

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 <i>et al.</i> , 2004)
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	Coefficiente 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
β	Coefficientes 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
ε _{i-s}	Función de protección atribuida a una partícula D _i (<i>hiding</i>)
ρ	Densidad del agua (en kg m ⁻³)
ρ _s	Densidad específica del sedimento (en kg m ⁻³)
σ	Desviación típica de una muestra
τ	Tensión de corte que ejerce el agua (en N m ⁻²)
τ*	Tensión crítica de Shields (adimensional)
τ _{c-Di}	Tensión de corte crítica para la movilización de una partícula de material superficial de tamaño D _i (en N m ⁻²)



Contents lists available at ScienceDirect

Science of the Total Environment

journal homepage: www.elsevier.com/locate/scitotenv



Effects of afforestation on runoff and sediment load in an upland Mediterranean catchment



C. Buendia^{a,b,*}, G. Bussi^c, J. Tuset^{b,d}, D. Vericat^{b,d}, S. Sabater^{a,e}, A. Palau^{b,f}, R.J. Batalla^{a,b,d}

^a Catalan Institute for Water Research – ICRA, Scientific and Technological Park of the University of Girona, Emili Grahit 101, 17003 Girona, Catalonia, Spain

^b Fluvial Dynamics Research Group – RIUS, University of Lleida, Alcalde Rovira Roure 191, 25198 Lleida, Catalonia, Spain

^c School of Geography and the Environment, University of Oxford, South Parks Road, Oxford, OX1 3QY, United Kingdom

^d Forest Sciences Centre of Catalonia, Crta. Sant Llorenç de Morunys km 2, 25280 Solsona, Catalonia, Spain

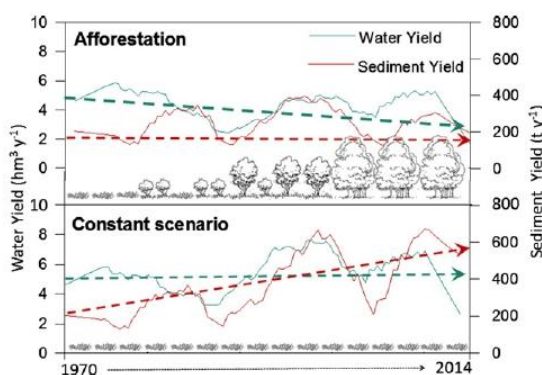
^e Institute of Aquatic Ecology, University of Girona, Campus Montilivi s/n, 17003 Girona, Catalonia, Spain

^f Department of Environment and Climate Change of Spain and Portugal, ENDESA SA, Crta. Tarragona km 89, 25191 Lleida, Catalonia, Spain

HIGHLIGHTS

- We applied a distributed hydrological model to reconstruct runoff and sediment yield.
- Decreasing trends were detected for both variables at the annual and seasonal time scales.
- Afforestation seemed to be the main factor driving the trends observed.
- An increase in the torrential behaviour and reduction of peak flows was detected.

GRAPHICAL ABSTRACT



ARTICLE INFO

Article history:

Received 30 April 2015
Received in revised form 1 July 2015
Accepted 1 July 2015
Available online 15 July 2015

Keywords:

Afforestation
Climate change
Mediterranean
Sediment yield
Runoff
TETIS
Ribera Salada

ABSTRACT

This paper assesses annual and seasonal trends in runoff and sediment load resulting from climate variability and afforestation in an upland Mediterranean basin, the Ribera Salada (NE Iberian Peninsula). We implemented a hydrological and sediment transport distributed model (TETIS) with a daily time-step, using continuous discharge and sediment transport data collected at a monitoring station during the period 2009–2013. Once calibrated and validated, the model was used to simulate the hydrosedimentary response of the basin for the period 1971–2014 using historical climate and land use data. Simulated series were further used to (i) detect sediment transport and hydrologic trends at different temporal scales (annual, seasonal); (ii) assess changes in the contribution of extreme events (i.e. low and high flows) and (iii) assess the relative effect of forest expansion and climate variability on trends observed by applying a scenario of constant land use. The non-parametric Mann–Kendall test indicated upward trends for temperature and decreasing trends (although non-significant) for precipitation. Downward trends occurred for annual runoff, and less significantly for sediment yield. Reductions in runoff were less intense when afforestation was not considered in the model, while trends in sediment yield were reversed. Results also indicated that an increase in the river's torrential behaviour may have occurred throughout

* Corresponding author at: Catalan Institute for Water Research – ICRA, Scientific and Technological Park of the University of Girona, Emili Grahit 101, 17003 Girona, Catalonia, Spain.
E-mail address: cbuendia@icra.cat (C. Buendia).

TETIS,
Ribera Salada

the studied period, with low and high flow events gaining importance with respect to the annual contribution, although its magnitude was reduced over time.

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Mountain areas are of major importance since water availability in downstream regions largely depends on runoff generation in high-altitude areas (Viviroli and Weingartner, 2004). Their role as source of freshwater is related to their higher specific runoff as a result of higher precipitation coupled with lower evapotranspiration rates (Vanham and Rauch, 2009). These areas are considered particularly vulnerable to temperature and precipitation changes, notably in arid and semi-arid regions, where there is already a great dependence on water from mountains (López-Moreno et al., 2008).

Climate change and population growth are expected to intensify the water scarcity and seasonal variability characteristic of the Mediterranean area (IPCC, 2013). However, along with varying temperatures and precipitation patterns, other factors should be taken into account when assessing observed hydrological and sediment transport trends. Particularly, land use has been largely reported to affect the hydrosedimentary response of basins due to the alteration of overland runoff (Zhang et al., 2001) and the balance between evaporation, groundwater recharge and stream discharge (Chase et al., 2000; Benyon et al., 2006; Piao et al., 2007). However, the relationship between land use and hydrology is complex, with linkages at a variety of spatial and temporal scales which largely depend on the direction of the land-use change: conversion to irrigated land, deforestation, afforestation, and urban development (Calder, 1993; Gessesse et al., 2014).

Increasing urban and industrial development during the second half of the 20th century led to a depopulation of Mediterranean mountain areas such as the Spanish Pyrenees. The abandonment of agricultural fields constituted the main cause of change in vegetation cover in the headwaters of most Pyrenean basins (Lasanta and García-Ruiz, 1996). This vegetation growth, along with management strategies thought to improve environmental forest services (e.g. MIMAM, 2000; Marey-Pérez and Rodríguez-Vicente, 2008), favoured the shift from crop fields and meadows to shrub and forested covers. Percentages of forest increase during this period can reach values above 40%. For example, Amáez et al. (2008) found an increase of 44% in the Cameros area (west of the Iberian Peninsula) for a period of 45 years (1956–2001) and Gallart and Llorens (2004) estimated an increase of 17% in 21 years (1970–1991) in the headwaters of the Ebro basin (NE of Spain).

Forest expansion has been acknowledged to be an important driver of the runoff reductions observed in the Iberian Peninsula (e.g. López-Moreno et al., 2008; Morán-Tejeda et al., 2010). Decreasing trends in river flow have been detected in most of the streams of the southern Pyrenees (Delgado et al., 2010). For example, the mean annual flow of the river Ebro has decreased ca. 40% in 50 years due to increased irrigation, climate shift and forest expansion. Each cause was estimated to contribute at a similar proportion (ca. 33%) to the streamflow decrease (Gallart and Llorens, 2003). Similarly, Buendia et al. (2015) recently reported that afforestation explained up to 37% of the flow decrease observed in the Noguera Pallaresa, one of the River Ebro's main sub-catchments.

The interest in the assessment of the relative contribution of climate and forest growth mainly stems from the vulnerability of water resources in the Mediterranean and its dependence on impounded water bodies, whose life span has been severely reduced due to siltation problems (e.g. Navas et al., 2004, 2009, 2011; Palazón and Navas, 2014). The major concern when assessing the relative magnitude of the impact of land-use change and climate variability on river runoff and sediment load is enhanced by the few long-term records of flow and sediment transport in river basins. Therefore, most of the studies are undertaken

in experimental plots or at the hillslope scale and few studies are done at the meso- and macro-scales. Results from these studies provide evidence of the sensitivity of erosion to land use and human activity (e.g. García-Ruiz et al., 2008). However, their results need to be interpreted with caution since they are only comparable within other data from the same experimental stations.

Such lack of long-term sediment transport data in river basins requires modelling tools to assess the effects of land-use changes on the hydrological response and sediment transport. In this study, we combined continuous flow measurements and sediment transport data with a modelling approach with the aim of understanding the effects of increased forested area and climate variability on the hydro-sedimentary response of a meso-scale Mediterranean basin (the Ribera Salada, NE Iberian Peninsula). This work follows previous modelling efforts undertaken in the basin (i.e. Müller et al., 2009). However, the modelling approach here presented is based on a larger and more detailed dataset consisting of a daily register of flow and suspended sediment concentration, which was used to calibrate and validate the model used in this study (TETIS, Francés et al., 2007; Bussi et al., 2013). Furthermore, land-use change and climatic variations were analysed jointly in an effort to quantify the impact of global change on the water and sediment yields. The specific objectives were: (i) Simulate water discharge and sediment transport data for the period 1971–2014; (ii) detect temporal trends in runoff and sediment yield at the annual and seasonal time scales; (iii) assess the relative effect of forest expansion and climate variability on annual runoff and sediment yield and (iv) determine changes in the frequency, distribution and magnitude of low and high flow events.

2. Materials and methods

2.1. Study area

The hydrosedimentary response to increased forest cover was examined for the Ribera Salada at the Canalda sub-basin (65 km² basin area). The Ribera Salada is a typical Pre-Pyrenean mountainous basin located in the NE of the Iberian Peninsula, which flows into the River Segre (in turn one of the main tributaries of the River Ebro) at the Rialb Reservoir (Fig. 1). The altitude in the basin ranges from 420 m a.s.l in the southwest to 2385 m a.s.l in the northeast. The mean annual temperature is 11 °C, with minimum temperatures reaching values below –10 °C in winter (e.g. –21 °C registered at the summits) and temperatures above 30 °C in the summer (e.g. 38 °C in the lowlands). Mean annual precipitation is 620 mm, with minimum values observed in winter (i.e. a total of 160 mm for the whole season) and maximum values registered in the summits during the spring and autumn seasons (i.e. up to 1200 mm).

Soils in Canalda are shallow (soil depth varies between 30 and 70 cm) calcareous and stony (Estruch, 2001; Poch et al., 2002). Typical eutrodept and Lithic Ustorthents prevail throughout the basin (SSS, 1993, 2006; Ubalde et al., 1999) and are characterised by a low water retention capacity and moderately high infiltration rates (Poch et al., 2002). Mean basin slope in Canalda is 40%, with nearly a 53% of the total basin area showing a slope value above 35% (Estruch, 2001). Forest areas occupy the major part of the basin (ca. 70%) and consist mainly of pine (*Pinus sylvestris* and *Pinus uncinata*) and deciduous oak forest. Agricultural areas occupy less than 4% and are mainly located in the middle part of the basin. According to Ubalde et al. (1999), the steep relief, together with the torrential character of the river and the deeply incised river network, hinders the development of an alluvial plain in

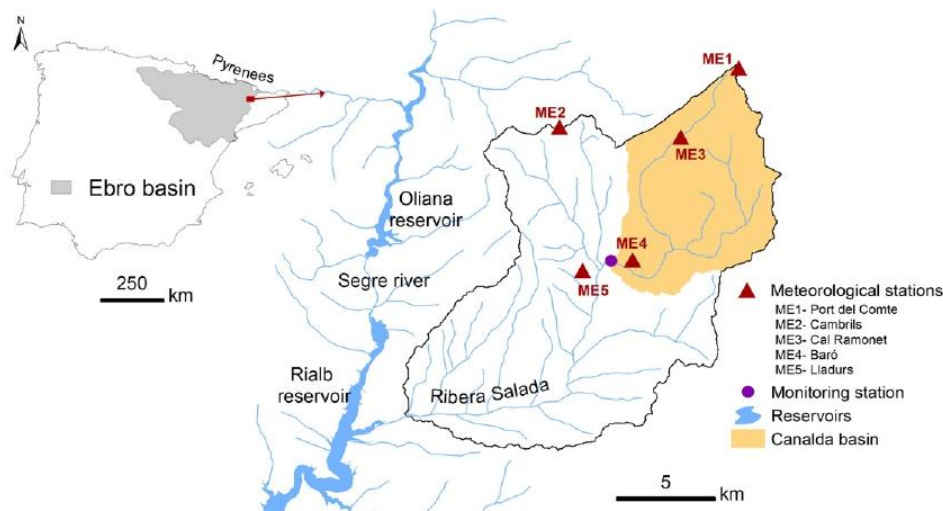


Fig. 1. Location of the Ribera Salada basin within the Iberian Peninsula and the Ebro basin, and the Canalda basin within the Ribera Salada. The location of the meteorological stations used in the TETIS model and the monitoring station and the basin outlet are also shown.

the lower-most parts of the Canalda basin and hence the establishment of agricultural fields in this part. Pastures and grassland occupies ca. 20% of the area and are mainly located in the upper-most part, above 1600 m a.s.l. The rest of the basin area (ca. 8%) consists of bare soil and rocky outcrops.

2.2. Field measurements: discharge and suspended sediment transport data

Water discharge was continuously measured at the Canalda section for the period January 2009–December 2013. Water depth was measured by means of a pressure transmitter (Druck® 1730-PDCR) at 5 minute intervals and subsequently converted to a discharge ratio using a rating curve (h/Q relation). In May 2012 an Ultrasonic Doppler Instrument (Starflow® 6526, range 21 mm/s to 4500 mm/s) was installed and was used for measuring continuous flow and velocity. The discharge ratio associated with the different water stages was modelled using HEC-RAS® V.4.1. (USACE, 2010). The results have been validated with data from starflow metre and periodic manual gaugings using an electromagnetic flow metre (Valeport® 801) during base and high flows.

Water turbidity measurements started later, in June 2011, when a turbidimeter (ANALITE® NEP9350; range: 0–3000 NTU) was set up at the monitoring station. In addition, an automatic water sampler (ISCO-3700) was installed close to the turbidity metre. Automatic water samples were collected during flood events, while periodic manual samples were collected during low flow conditions. A total of 308 water samples (0.5 l) were collected during the study period. Water samples were filtered dried and weighted to derive suspended sediment concentrations (SSC, mg l⁻¹). SSC data was then used to convert turbidity data (NTU) by means of a lineal relation between NTU and SSC.

2.3. Modelling approach

2.3.1. TETIS: model description

The TETIS hydrological and sediment distributed model (Francés et al., 2007; Bussi et al., 2013, 2014a) was used to evaluate the effect of climate variability and land-use change on runoff and sediment yield at the Canalda sub-basin (Fig. 1). This model was chosen because of the type of available data for the Ribera Salada in relation to the objectives of the paper, and also because it has been largely used in

similar systems (e.g. Vélez et al., 2009; Andrés-Doménech et al., 2010; Cowpertwait et al., 2013; Salazar et al., 2013). In addition, previous applications were developed for a catchment located in the Eastern Pyrenean area (River Ésera, Bussi et al., 2014b), proving the applicability of the model for the region of study. The TETIS model is a spatially-distributed model, and thus allows the reproduction of land-use variability in space.

The TETIS is structured in two main sub-models: the hydrological and the sediment transport. The hydrological sub-model is based on a tank structure, where each of the tanks represents a relevant process in the hydrological cycle, such as snow melt, canopy interception, soil static storage, soil gravitational storage and aquifer storage. The precipitation is divided into rainfall and snowfall, depending on a temperature threshold. The rainfall first fills the canopy interception and soil static storage tanks, which can only be emptied by evapotranspiration. Then, the remaining flow is divided into overland flow and infiltration, depending on the soil infiltration capacity. The infiltrated water is divided into interflow and aquifer flow (or base flow) depending on the soil and aquifer properties. The total flow to the drainage network is calculated by the sum of the overland flow, the interflow and the base flow. The total flow is routed downstream using the geomorphological kinematic wave methodology, which is based on the hydraulic geometry of the drainage network (following the equations initially developed by Leopold and Maddock, 1953).

The sediment sub-model is based on the concept of balance between sediment transport capacity and sediment availability. The sediment transport capacity of overland flow is computed by means of the modified Kilinc–Richardson equation (Julien, 2010) while the total stream network transport capacity is computed through the Engelund and Hansen (1967) equation. The transported material is divided into three textural classes (sand, silt and clay), and the maximum transport capacity is used to transport all the available material downstream. Then, the particle settling velocity is used to divide all the particles into suspended and deposited material. The split-structure of its parameters (Francés et al., 2007) allows its calibration without altering the spatial structure of the parameter maps, including the land cover. In particular, this structure describes the model parameter as the product of the observed or measured value of the parameter (the “real” parameter value) and a correction factor, which is adjusted in order to take into account model structure errors, parameter errors and any other type of uncertainty. The model calibration can be carried out by

adjusting up to twelve correction factors for the hydrological sub-model (i.e. soil static storage, evapotranspiration, infiltration capacity, overland flow velocity, percolation capacity, interflow velocity, deep aquifer percolation capacity, base flow velocity and river flow velocity, plus three parameter for the snow melt sub-model), and three for the sediment sub-model (i.e. sediment transport capacity for overland flow, gully flow and river channel flow).

2.3.2. Model parameterisation and implementation

2.3.2.1. Model parameterisation. Four main types of data variables were used to parameterise the model: climate data, soil properties, land cover and catchment morphometry. Model parameters at Canalda were estimated based on a 100×100 m mesh. The mesh size is fundamental in numerical modelling in general and in hydrological modelling in particular, as described for example by Blöschl and Sivapalan (1995). The spatial scale effect on model parameter has also been discussed for the TETIS model (Barríos and Francés, 2012). Taken into account these previous works, the choice of a 100×100 m mesh was dictated by a compromise between model accuracy, resolution of the available information and computational burden. In this case, even if a digital elevation model with higher resolution was available, the resolution of the soil and geological characteristics, as well as of the land use map, suggested that any cell size smaller than 100×100 m was unreasonable. This, together with previous modelling studies (Bussi et al., 2013, 2014b) justifies the mesh resolution used in this study.

Data from a total of five meteorological stations located near-by the Canalda basin were used in this study (Fig. 1). Three of these meteorological stations belong to public institutions (Ebro Water Authorities and the Meteorological Service of Catalonia) and measure precipitation, temperature and evapotranspiration at 15-min intervals. This meteorological network is complemented by two rain-gauges set up in the basin by the Forest Sciences Centre of Catalonia, where only precipitation measures are recorded. Daily values were calculated for modelling purposes.

Input variables (precipitation, temperature and evapotranspiration) from the meteorological stations (Fig. 1) were interpolated following the Thiessen polygon approach in order to derive spatially distributed data (i.e. 100×100 m cells). Special attention was paid for the temperature. In this case the orographic effect was taken into account by decreasing the temperature with the altitude using a decreasing rate of -6.5 °C/1000 m. No variation of the precipitation with the altitude was explicitly considered, as one of the stations is located in the highlands and already takes into account the increase of precipitation with the altitude.

The Digital Elevation Model (DEM) and the subsequent DEM-derived parameters were obtained from the 1:5000 topographic map available at the Cartographic and Geological Institute of Catalonia (ICGC). Soil parameters (texture, infiltration rate, hydraulic conductivity) were obtained from previous studies on soil hydrology undertaken in the basin (Ubalde, 1997; Ubalde et al., 1999; Estruch, 2001; Poch et al., 2002; Loaiza, 2007; Loaiza and Pauwels, 2008) and the soil types map elaborated by Orozco (2003). The soil static storage was estimated as the sum of the capillary retention capacity and the superficial storages due to ponds and superficial roughness. The retention capacity was computed as the difference between the soil water content at saturation and at the wilting point. Both these properties were calculated depending on soil texture, organic content, soil structure and salinity following Saxton and Rawls (2006) pedo-transfer functions. The specific retention capacity was multiplied by the soil depth. The superficial storage was determined by means of an empirical formula depending on slope and land use. Interflow velocity was calculated depending on soil texture, organic content, soil structure and salinity following Saxton and Rawls (2006) pedotransfer functions. The percolation capacity and the aquifer flow velocity were estimated based on literature values for the geological formation found in this catchment, depending

on their lithology and degree of fracture and macroporosity. The USLE K-factor, used by the sediment sub-model, was estimated depending on soil texture and soil structure, based on the formula provided by Almorox et al. (1994).

Vegetation cover in the basin was represented by four different land-use maps, which reproduced the historical forest expansion occurred in the basin since 1957. Maps from 1957 were obtained from Ubalde et al. (1999), who used aerial photographs from the American flight of 56 (made by the Photogrammetric Service of the American army between 1956 and 1957). These authors already studied land-use changes between 1957 and 1993 for the Canalda basin and reported a reduction in agriculture accompanied by land abandonment and subsequent afforestation during these years. In this study, we used maps from 1993 together with more recent ones (from 2005 and 2009) derived from the Land Cover Maps of Catalonia, elaborated by the Centre for Ecological Research and Forestry Applications (CREAF). All legends were homogenized to a simplified one with four main cover classes: forest, agriculture, grassland and non-productive (i.e. bare soil, scarce vegetation and rocky outcrops).

The hydrological sub-model uses vegetation cover to consider rainfall interception and intra-annual variability in evapotranspiration (i.e. crop factor, Allen et al., 1998). For the sediment sub-model, vegetation cover was used to derive the USLE C-factor, which was obtained from Alatorre et al. (2010). We assigned to each of the four categories considered the value of the considered parameter corresponding to the dominant vegetation within it. This is likely to introduce a bias in the modelling results since some categories contained a range of land covers that differed in their erosional properties (e.g. non-productive land contains bare soil and scarce vegetation).

2.3.2.2. Model implementation and validation. Mean annual precipitation varied between 730 mm and 1230 mm for the uppermost station (Port del Comte, located at 2332 m a.s.l.) and between 450 and 930 for the lowermost station (Lladurs, located at 785 m a.s.l.). The average temperature was between 2.9 °C and 4.2 °C in Port del Comte, and between 11 °C and 13 °C in Lladurs. Winter minima reached -10 °C in Port del Comte and -5 °C in Lladurs, while summer maxima were around 20 °C for Port del Comte and 40 °C for Lladurs. The total reference evapotranspiration was estimated to be 680 mm year⁻¹ for Port del Comte and 980 mm year⁻¹ for Lladurs.

Mean discharge (Q) for the monitoring period (2009–2013) was 0.41 m³ s⁻¹, which can be considered an average value for the basin (Vericat and Batalla, 2010). Discharge values ranged from 0.04 m³ s⁻¹ (in March 2012) to 9.7 m³ s⁻¹ (in April 2013). Water yield varied markedly between the studied period, with a minimum of 6.5 hm³ year⁻¹ in 2012 to a maximum of 14.6 hm³ year⁻¹ in 2010. Mean runoff equates to 272 mm year⁻¹ and a runoff coefficient of 0.25, a value above the mean of the whole Ebro basin (Vericat and Batalla, 2010).

Mean Suspended Sediment Concentration (SSC) for the monitoring period (in this case 2011–2013) was 8 mg l⁻¹, a relatively low value that suggests the low-intensity erosion processes in the basin, and thus the low sediment availability. A high variability between years was observed in terms of sediment yield. For example total sediment yield in 2012 was 106 t year⁻¹, while in 2013 sediment yield reached values above 300 t year⁻¹. Mean annual sediment yield for the whole period was 212 t year⁻¹, which corresponds to a specific yield of 3.3 t year⁻¹ km⁻², a value that can be considered very low in the European context (e.g. Inman and Jenkins, 1999; Batalla et al., 2005; Batalla and Vericat, 2010; Vanmaercke et al., 2011).

Given the different time periods available for discharge and sediment transport data, hydrological and sediment sub-model were validated using different time intervals. First, the hydrological submodel was calibrated using data from January 2013 to December 2013. The validation period covered the interval from January 2009–December 2012. Second, the sediment sub-model was calibrated with data from January 2013 to December 2013 and validated using the period from

June 2011 to December 2012. The sediment sub-model validation period falls within the validation time windows of the hydrological sub-model.

The TETIS model was calibrated by adjusting its correction factors (12 for the hydrological sub-model and 3 for the sediment sub-model, Table 1). A local sensitivity analysis was carried out prior to the calibration stage in order to identify unimportant parameters (such as the overland flow velocity) and discard them for calibration. The hydrological sub-model was first calibrated, and then the sediment sub-model was also calibrated. The possible ranges of correction factor values and their resulting calibrated values are shown in Table 1.

The implementation of the TETIS model at the Canalda basin intends to simulate runoff and sediment transport trends resulting from historical land-use changes. However, meteorological records at the selected stations started between 1996 and 2003, which provides a relatively short time window to assess historical trends. Given this limitation, the dataset Spain02 v4 developed by the Santander Meteorology Group (Herrera et al., 2012; Herrera et al., in review) was employed to reproduce past meteorological conditions. This dataset is a series of high-resolution daily precipitation and temperature data on a 12 km resolution mesh containing meteorological data from 1971 to 2008. Unfortunately, the Spain02 dataset ends in 2008, while the water discharge records begin in 2009. For this reason, the model calibration and validation was carried out using point data from the meteorological stations showed in Fig. 1 as input, while the historical analysis was carried out using Spain02 as model input.

In order to combine both meteorological datasets (Spain02 and data from the meteorological stations) a bias correction factor was estimated. The linear bias correction (i.e. linear q–q plot, Déqué, 2007) was determined by comparing precipitation and temperature data from the meteorological stations showed in Fig. 1 and from the spatially distributed Spain02 dataset from 2005 to 2008, and then applied to the whole series of Spain02 precipitation and temperature data. The corrected temperature series were used to compute reference evapotranspiration following the Allen et al. (1998) equation.

Once the corresponding corrections were applied to the Spain02 dataset, we applied TETIS for the whole 1971–2014 period to obtain the historical hydrological and sediment transport record, using the bias-corrected Spain02 series as model input from January 1971 to March 2008 and the data from the meteorological stations (resulting from the Thiessen Polygons) from April 2008 to September 2014. We divided the 43-year period into four sub-periods and applied the TETIS model in each using a different land-use map in order to account for temporal changes in the territory between these periods. Thus, each land-use map is representative of the vegetation cover for that period. Therefore, the first period (1971–1985) was modelled using the land

use map from 1957. The second period (1986–2000) was modelled using the land use map from 1993. The third period (2001–2008) used the map from 2005. The fourth and last period (2009–2014) was modelled using the land use map from 2009. In the case of the first period (1971–1985) the meteorological record started later than the first land-use map available (1957). Therefore we assumed this map to be the starting point of our data series given the lack of prior meteorological data. However, the most important changes in the Pyrenees started during the 1960s and 1970s (García-Ruiz and Lana-Renault, 2011) and hence agriculture and forest area probably remained the same (or forest growth was still limited) during the 1957–1971 period.

The relative effects of afforestation and climate change on annual runoff and sediment yield was estimated by comparing the TETIS model for the 1971–2014, while keeping the land use constant over time, and equal to the 1957 map. In this way, we analysed a hypothetical scenario in which the land use did not change, and therefore we could isolate the effects of climate changes. The modelled data obtained using the sequence of different land-use maps (i.e. obtained changing the land use over time) is referred to as *actual dataset*, while the hypothetical data is referred to as *constant scenario*.

2.3.3. Model performance

Model calibration and validation was performed at a daily time-step. The hydrological sub-model calibration returned good results, as shown in Fig. 3a. For the calibration period, the model obtained a Nash and Sutcliffe (1970) efficiency (NSE) of 0.70 and a volume error of +22%. For the validation period, the NSE value was 0.61 and the volume error –9%. According to Moriasi et al. (2007), values between 0.5 and 1.0 are generally viewed as acceptable levels of performance (values <0 indicate that the mean observed value is a better predictor than the simulated value). Overall, the adjustment between observed and modelled water discharge values was good for calibration and satisfactory for validation. Nevertheless, the model seems to be underestimating some of the major water discharge peaks (e.g. the flood event in April 2013, Fig. 3a).

The hydrological sub-model estimated that, overland flow was virtually absent (less than 1%). The total flow was composed by 19% interflow and 80% base flow. The high proportion of infiltration contrasting with a small amount of overland flow was corroborated by Poch et al. (2002), who reported very low runoff coefficients in the basin (e.g. lower than 5%). According to these authors, low runoff values in the basin are the result of two main processes: high interception and evapotranspiration losses (which may account up to 50% of losses, Llorens et al., 1997) and the intense fracturing of the underlying calcareous conglomerates. This is likely to affect soil erosion and so sediment export from hillslopes to the channel network, which are mainly driven by surface runoff.

The sediment sub-model was calibrated by adjusting its correction factors in order to reproduce the observed suspended sediment flow. The calibration obtained a NSE value of 0.33 and a volume error of +12%. Model validation also obtained a NSE value of 0.33 and a volume error of +5%. Again, according to Moriasi et al. (2007), these results are considered acceptable for a sediment transport model.

Results from the sediment transport model are shown in Fig. 3b. The adjustment is particularly good for almost all the series, especially during peak flows, which is particularly relevant because of the role that these events play in soil erosion and sediment transport processes (González-Hidalgo et al., 2010). Despite the acceptable performance of the model, a certain underestimation is observed (for example during the event in April 2013).

This error is coincident with that observed for the hydrological model, since the two are related, and so, an underestimation in water discharge results in an underestimation of the total load. Also, suspended sediment concentrations during low flows were in general overestimated for the period from June 2011 to June 2012, although the magnitude of the error is relatively small (Fig. 3b). Overall, the

Table 1
Correction factors, range of possible values and calibrated values for the TETIS model of the Ribera Salada at Canalda.

Correction factor	Range of values	Final value
Soil static storage (–)*	0.1–5	2.75
Evapotranspiration (–)	0.8–1.2	1.06
Infiltration capacity (–)	0.0001–2	0.25
Overland flow velocity (–)	0.1–10	1.0
Percolation capacity (–)	0.0001–10	0.12
Interflow velocity (–)	10–1500	190
Deep aquifer percolation capacity (–)	0–10	0.004
Base flow velocity (–)	1–1000	90
River flow velocity (–)	0.1–1	0.16
Snow melting coefficient (mm C-1 day)	1–10	1.4
Snow melting by rain coefficient (mm C-1 day)	1–10	9.2
Snow melting base temperature (C)	–2–2	–0.29
Sediment transport capacity for overland flow (–)	1×10^{-8} –10	0.7
Sediment transport capacity for gully flow (–)	1×10^{-8} –10	6×10^{-6}
Sediment transport capacity for river channel flow (–)	1×10^{-8} –10	6×10^{-6}

* (–): Unitless factors.

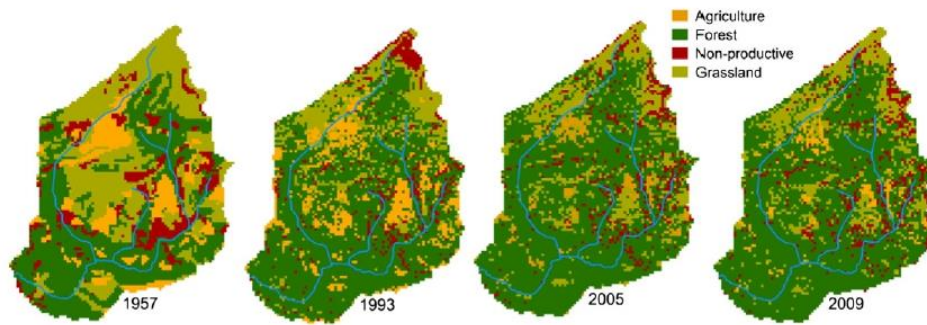


Fig. 2. Land cover changes in the Canalda sub-basin between 1957 and 2009. Blue lines indicate the river network. Note that no changes are noticeable between 2005 and 2009. Map from 1957 was used to model the period from 1971–1985. Map from 1993 was used to model the 1986–2000 period. Last, 2005 and 2009 maps were used to model the periods 2001–2005 and 2006–2014, respectively.

performance of the sediment transport model was lower than that of the hydrological model, most likely due to the non-linear relationship between water and sediment transport (Julien and Simons, 1985). This has been already reported in the particular case of the Ribera Salada (Batalla et al., 2005; Vericat and Batalla, 2010).

In order to validate further the model, a visual comparison of the observed and simulated sediment discharge versus water discharge scatter plots is shown in Fig. 4. The model is capable of describing the general behaviour of the sediment cycle, being particularly accurate for water discharges greater than 1 m³/s. The overestimation of low suspended sediment flows is also visible in this plot, as for discharges between 0.1 and 1 m³ s⁻¹ the model is unable to reproduce the extremely low suspended sediment concentrations observed (i.e. concentrations in the range of 0.1–2 mg l⁻¹). Nevertheless, it can be stated that the performance of the model is in general satisfactory.

2.4. Data analysis

2.4.1. Trend analysis

The non-parametric Mann–Kendall trend test was used to identify the statistical significance of climate (temperature and precipitation), runoff and sediment yield trends. This test detects monotonic increases or decreasing trends in a dataset by comparing differences between successive values (Mann, 1945; Kendall, 1975). The Mann–Kendall's

tau statistic (τ_{MK}) indicates the strength and direction of the trend detected. It has been widely used to investigate trends in hydro-climatological signals to assess randomness against linear trend since it is less sensitive to outliers than parametric statistics such as Pearson's correlation coefficients (Douglas et al., 2000; Kahya and Kalaci, 2004; Tao et al., 2011; Burn et al., 2012; Wang et al., 2013). The Mann–Kendall test was applied to climate data (total annual precipitation and mean temperature) as well as total annual runoff (hm³ year⁻¹) and sediment yields (t year⁻¹). A seasonal Mann–Kendall test was also performed to analyse trends at the seasonal scale. For this, runoff and sediment yield was computed for each season and year. Then, the trend test was performed on each season independently to identify temporal trends. All statistical analyses were performed within the R environment (R Development Core Team, 2014).

2.4.2. Contribution of extreme events

In order to assess the temporal changes in the contribution of different event magnitude ranges to the total annual for rainfall, runoff and sediment yield, we followed the methodology used in Osborn et al. (2000) and López-Moreno et al. (2006). All days for each year for the studied period (1971–2014) were sorted in ascending order for discharge and cumulative frequencies were computed. We divided the ranked series into five main categories following US-EPA (2011): (i) low magnitude events, containing up to 20% of the total annual

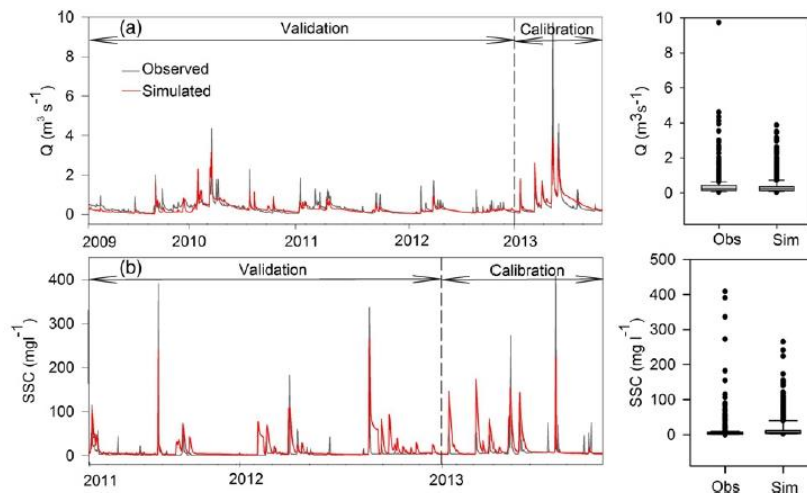


Fig. 3. Calibration and validation results for (a) the hydrological (discharge, Q , m³ s⁻¹) and (b) sediment transport sub-model (Suspended Sediment Concentration, SSC; mg l⁻¹) at the Canalda monitoring station. Left hand diagrams show observed vs. simulated values for each variable, while the diagrams on the right show boxplots for observed and simulated values.

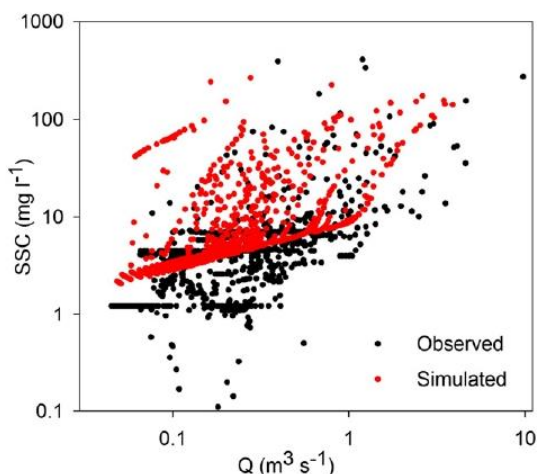


Fig. 4. Observed and simulated relationships between discharge (Q) and suspended sediment concentrations (SSC).

accumulated (category C1); (ii) dry conditions (from 20 to 40% of the total accumulated; category C2); (iii) mid-range conditions (from 40 to 60%; category C3); (iv) moist conditions (from 60 to 80%; category C4); and (v) high-magnitude events (from 80 to 100%; i.e. values equalled or exceeded less than 20% of the time; category C5).

The resulting time series containing the contribution of each magnitude class to the annual runoff, rainfall and sediment yield was tested for temporal trends using the non-parametric Mann–Kendall test. This provided a first approach into the evolution of high and low magnitude events, and hence allowed to determine whether the contribution of the largest and lowest annual values for each variable shows any temporal trend or remains stationary.

2.4.3. Effects of climate and land use on annual runoff and sediment yield

Simulating runoff and sediment yield data driven exclusively by observed climate variability permits the assessment of the dissimilarity between the observed and the simulated data series. Such differences can be then used as a surrogate of the changes occurred in the basin, and hence allow the evaluation of the streamflow and sediment yield trends caused by both climatic and non-climatic effects for the period 1971–2014. First, a Mann–Kendall trend test was applied to the *constant scenario* dataset to determine the presence and direction of the hypothetical trends if afforestation had not occurred (i.e. resulting from climate variability alone). A linear regression was then applied to annual runoff and sediment yield for the *actual* and *constant scenario* datasets. Analysis of Covariance (ANCOVA) was used to test whether the slopes of linear regressions fitted on both datasets (*actual* and *scenario*) for runoff and sediment yield differed. Then, in order to determine the changes driven exclusively by land use, trends in the residual values (differences between the *actual* and *constant scenario* datasets) were also assessed. Significance in residual trends indicates the change in the studied variables resulting from afforestation alone (as per Gallart and Llorens, 2004).

3. Results

3.1. Land-use changes

Fig. 2 and Table 2 show the main changes occurred in the Canalda basin between 1957 and 2009. Results showed that forest and grassland have been the main land use in the basin over the years, together accounting for more than more 50% of the total basin area. A decrease in farmland was observed, particularly between 1957 and 1993, when

Table 2

Area (A) occupied by each land use in the Canalda basin over the study period (in km² and in relation to the total area – %). The percentage of change (%Δ) is also shown with respect to the previous land use map as well as with respect to 1957 (as indicated by the superscript ‘1’). Note that land uses in 2009 have not changed in relation to the previous map from 2005 and so percentages are kept the same. The *Modelling period* indicates the time interval for which each land use map was used for modelling purposes.

Modelling period	1957	1993	2005	2009
	1971–1985	1986–2000	2001–2008	2008–2014
Land use	A(%)	A(%)	%Δ ¹⁹⁵⁷	A(%)
Agriculture	14	6	–57	4
Forest	49	59	+20	68
Grassland	27	24	–11	20
Non-productive	10	11	+10	8

the area dedicated to agriculture dropped from 9.1 to 3.9 km² (corresponding to a decrease of ca. 60%). A decrease was also detected in grassland area, with an overall decrease of 4.6 km² for the 43-year period (26% in relation to 1956 values). On the other hand, forested areas increased from 32 km² in 1956 to 44 km² in 2009. Major changes in land use appear to have occurred between 1957 and 1993. This period encompasses the start of the process of field abandonment and so the early and quick forest growth (e.g. Lasanta et al., 2000; Cerdà and Lasanta, 2005), which seems to slow down and show a more steady increase over the following decades. Note that no changes are observed between 2005 and 2009, although it is unknown whether this pause is due to the short time lag or to the start of the stabilization in forest growth.

3.2. Annual trends

3.2.1. Overall trends in climate, runoff and sediment yield

Fig. 5 shows mean annual values for hydroclimatic variables considered between 1971 and 2014. A high inter-annual variability in the basin can be noted, with dry periods (below mean long-term value) followed by relatively wet years (above the long-term mean line). Low precipitation periods coincide with drought episodes that occurred in the Iberian Peninsula (e.g. 1980, 1983–1986, 1988–1992, 1998–1999 and 2005–2007) which largely affected rivers in the Central Pyrenees (Lorenzo-Lacruz et al., 2013).

In spite of the inter-annual fluctuations, precipitation records followed a subtle decreasing tendency, while temperature shows the opposite trends. Results of the Mann–Kendall test for the whole period (1971–2014) are shown in Table 3a. The test suggested a downward trend for precipitation, although it did not prove to be significant at a reliable confidence level (i.e. *p*-value = 0.5). Conversely, positive trends in temperature proved to be very strong, with results being significant at the 95% confidence level. TETIS model results for snowpack were also analysed, since it is an important driver of the hydrosedimentary response in this basin. Results indicated a significant decrease in this variable at the 95% confidence level.

Long-term mean annual values (for the 43 year period) runoff and sediment yield in the Canalda basin were 5.2 hm³ year^{–1} and 276 t year^{–1} respectively. Annual runoff series showed a significant negative trend at the 90% confidence level (*p*-value = 0.06). In contrast, results for the sediment yield were not as clear, and despite showing a decreasing trend, results did not prove to be significant (i.e. *p*-value > 0.5).

3.2.2. Trends in extreme events

Results indicated that most of the days contributed very little to the total amount of annual precipitation, runoff and sediment yield (i.e. events corresponding to C1), while a high percentage was concentrated in very few events (corresponding to C5; Fig. 6). The number of events in each class decreased progressively. For example in the case of runoff, 40% of the time is required on average to accumulate 20% of

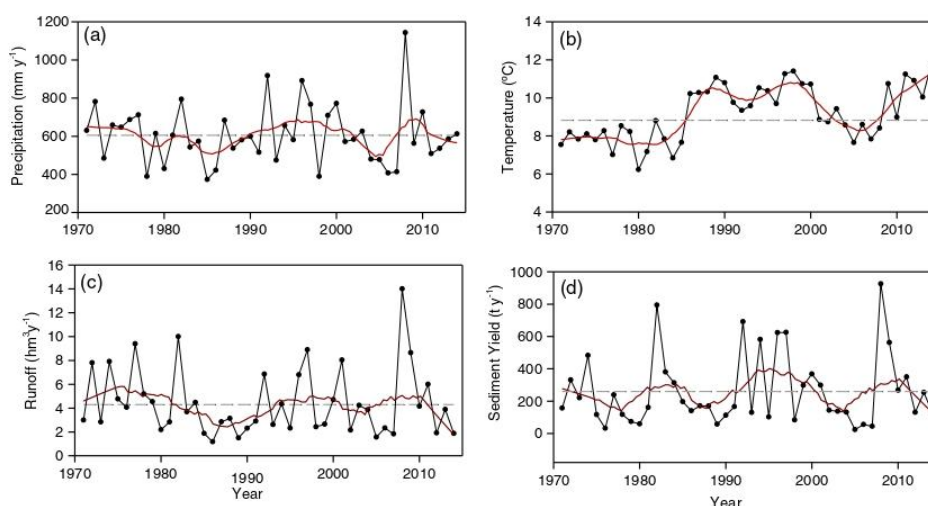


Fig. 5. Annual series for (a) Precipitation (Prec; mm/year), (b) Temperature (Temp; °C); (c) Runoff (R; $\text{hm}^3 \text{ year}^{-1}$) and Sediment Yield (SY, t year^{-1}). Red line indicated the smoothed series for each variable (using LOESS with a time span of 0.2 – i.e. 8.6 years); horizontal dotted line indicate the long-term mean for each variable.

the total annual runoff; while the final 20% (corresponding to high magnitude events) is transported during 6% of the time. Results indicating the observed temporal trend in the contribution of each category to the total annual are shown in Table 4. Contrasting trends for each category were obtained, although most of them did not provide adequate statistical evidence (i.e. large p -values) to reach solid conclusions on trends in the data. Small decreases in mid-range magnitude events (categories C2, C3, C4) were observed in precipitation and runoff, although such trends showed a low level of statistical significance. However, in the case of runoff, the contribution of category C3 appeared to show the largest reductions over time. Contrary to such downward trends, categories corresponding to low and high magnitude events (C1 and C5 respectively) showed a slight increasing trend, although again results did not prove to be significant. All categories but the low-magnitude one (C1) showed increasing trends for annual sediment yield, with C2 (mid-range magnitude) and C5 (high magnitude) showing a relatively high statistical significance. C1 was the only category for this variable that followed a fairly strong downward trend. The cumulative frequency curve for both variables during three consecutive periods (Fig. 7) allowed to further stress the temporal changes in the sediment transport and annual runoff. These three periods were determined according to the different land-use maps used in the modelling approach: 1971–1985; 1986–2000 and last 2001–2014 (since land-use changes in 2005 and 2009 were negligible, time intervals for these maps were aggregated). These curves indicated changes in the frequency distribution of discharge series over time. Runoff proved to be more constant through time than sediment yield, which indicates that sediment is transported during relatively few events. Overall, runoff cumulative

curves appeared to shift leftwards over time, suggesting that the same amount of runoff is generated during shorter periods. For example, while for the period 1971–1985 50% of the runoff is generated during approximately 20% of the time, for the most recent period (2001–2014) the same amount of runoff is generated during 10% of the time.

Moreover, a high load of sediment transport is observed during limited periods of time, highlighting the relevance of high magnitude events for sediment transport. Curves also seemed to move leftwards, although this pattern does not follow a consecutive (chronological) order as clear as for runoff (i.e. the 1971–1985 curve sits between the other two curves). This could be related to the fact that two of the largest flood events that occurred in the basin during the whole study period (i.e. events in 1982 and 2008). These events were responsible for the majority of the sediment load transported during their respective time intervals.

A trend test was also performed in order to determine temporal changes in the mean value of each magnitude category. Results indicated a decreasing trend in the mean value of all runoff and rainfall categories as well as for sediment yield (Table 5). Nevertheless, while changes in the magnitude of runoff categories proved to be strong, trends in precipitation and sediment yield were not significant.

Together, these observations may be suggesting an increase in the river's torrential behaviour, with an increase in the annual contribution of both, low flows and high flows, while the contribution of mid-range flows appear to decrease. Sediment yield decreased moderately over time, particularly during low-magnitude events, although results were not strong enough to reach firm conclusions. Last, a generalised

Table 3

Mean annual values and standard deviation for the studied variables and results from the Mann–Kendall trend test (Kendall's τ and p -value) for (a) the actual dataset (including climate variability and land use changes) and (b) the constant scenario (which considers a constant land use over time). Note that climate variables are the same for both datasets. % Δ indicates the percentage of change in mean annual values of runoff and sediment yield in the constant scenario in relation to the values obtained in the actual dataset.

Variable	(a) Actual dataset			(b) Constant scenario			
	$\bar{X} \pm \sigma$	τ_{MK}	p -Value	$\bar{X} \pm \sigma$	% Δ	τ_{MK}	p -Value
Precipitation (mm)	602 ± 134	-0.07	0.52	-	-	-	-
Temperature (°C)	8.8 ± 1.8	0.45	<0.001	-	-	-	-
Snowpack (mm)	9.2 ± 11.3	-0.48	<0.001	-	-	-	-
Runoff ($\text{hm}^3 \text{ year}^{-1}$)	5.2 ± 3.5	-0.11	0.06	6.4 ± 4.5	+24%	-0.01	0.77
Sediment yield (t year^{-1})	276 ± 371	-0.06	0.57	506 ± 719	+80%	0.17	0.46

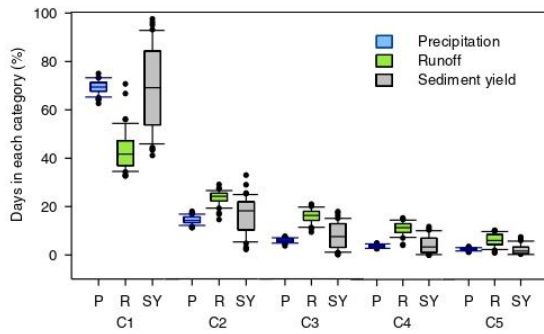


Fig. 6. Boxplots showing the number of days (in %) for each class and variable for the whole study period (1971–2014). P: Precipitation (blue); R: Runoff (green) and SY: Sediment Yield (grey). C1: 0–20% of the total annual accumulated; C2: 20–40%; C3: 40–60% C4: 60–80% and C5: 80–100%.

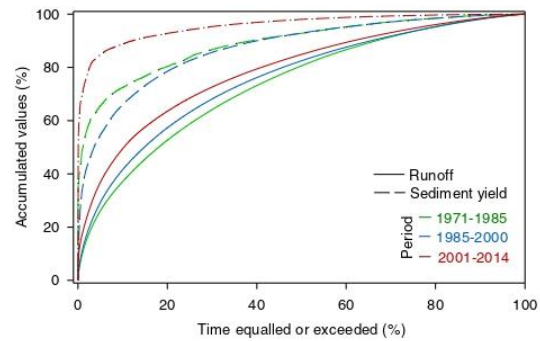


Fig. 7. Cumulative runoff and sediment yield (%) for each of the three periods considered. Solid lines indicate runoff values while dotted lines refer to sediment yield.

reduction in runoff magnitude for all categories was detected, although it could not be explained by changes in precipitation, since no significant trends were found.

3.3. Seasonal trends

Results showing seasonal trends are shown in Table 6. Overall, positive significant trends were detected for temperature and for all seasons. Results for precipitation were less clear and seemed to follow a diverging seasonal behaviour: summer showed a strong significant trend at the 90% confidence interval. Spring also showed a decreasing trend, although at a lower confidence level (p -value = 0.11). In contrast, decreasing trends in winter were weaker and not significant, while autumn showed an upward tendency at a very low confidence level (i.e. p -value > 0.6).

Seasonal runoff trends mimicked the direction of annual changes for this variable. A strong decrease was detected throughout the year at a relatively reliable confidence level (between 90–95%) except for autumn, when decreasing trends did not prove significant. In the case of sediment yield, only spring showed a significant decrease at the 90% confidence level. Summer also showed a downward trend, while results suggested an increase during autumn and winter. However, trends for these three seasons were very weak and the test yielded results with a very low level of confidence (i.e. p -values > 0.3, Table 6).

3.4. Effects of climate change and afforestation

Results from the model using the *constant scenario* (considering that no afforestation has occurred and agricultural land has remained constant over time) are shown in Table 3b. When runoff and sediment yield values of the *actual* and *constant scenario* datasets are compared, an increase in both variables is observed when no afforestation is taken into account (Fig. 8). The non-parametric Kruskal–Wallis test

was performed to test differences between values from the scenario and actual datasets. Results indicated a significant difference for runoff and sediment yield values for both datasets ($H = 63.5$ and p -value < 0.001 for runoff and $H = 5.6$ and p -value = 0.01 for sediment yield). In the case of runoff, mean annual values for the whole period (1971–2014) in the *constant scenario* dataset were 24% larger than the *actual* dataset: from a mean annual runoff of $5.2 \text{ hm}^3 \text{ year}^{-1}$ in the *actual* dataset to $6.4 \text{ hm}^3 \text{ year}^{-1}$ in the *constant scenario*. The increase in mean annual sediment yield was also notable, with annual sediment yield values in the *constant scenario* nearly 80% larger than the *actual* dataset (from 276 t year^{-1} in the *actual* dataset to 506 t year^{-1} in the *constant scenario*).

Also, when no afforestation was considered, the decreasing temporal trend in runoff was weaker and became non-significant at the 95% confidence level. Results regarding annual sediment yield showed a reverse in trend direction: instead of decreasing values over time, results from the *constant scenario* yielded positive trends, although they did not appear to be significant. Overall, the afforestation seemed to intensify runoff reductions as well as preventing any increase in sediment load.

ANCOVA results indicated that regression slopes between the *actual* and *constant scenario* differed for both variables ($F = 197$, p -value < 0.001 for runoff; and $F = 75$, p -value < 0.001 for sediment yield). This confirmed the diverging tendencies for runoff and sediment yield when afforestation is not considered in the model. The relative effects of increased forested area were assessed by assessing trends in the residuals (i.e. year-to-year differences between the *actual* and the *constant scenario*). Results confirmed previous results on the significant effect of afforestation, since values for both runoff and sediment yield showing significant decreasing trends ($\tau_{MK} = -0.95$ and p -value < 0.001 for runoff, and $\tau_{MK} = -0.41$ and p -value < 0.001 for sediment yield).

Overall, a reduction in runoff of ca. 20% in comparison with 1971 was observed in the *actual* dataset (including climate and land-use changes). However, such decrease can be almost attributed only to increased forested area: a reduction of around 1% is observed in the *constant scenario*,

Table 4
Temporal trends in the contribution of each class to the total annual precipitation, runoff and sediment yield.

Magnitude	Category ¹	% Accumulated ²	Precipitation		Runoff (hm ³)		Sediment yield (t)	
			τ_{MK}	p -Value	τ_{MK}	p -Value	τ_{MK}	p -Value
Low	C1	0–20%	0.004	0.97	0.06	0.61	-0.16	0.14
Mid-range	C2	20–40%	-0.04	0.71	-0.04	0.59	0.19	0.07
	C3	40–60%	-0.002	0.99	-0.17	0.12	0.13	0.26
High	C4	60–80%	0.06	0.59	-0.03	0.82	0.11	0.33
	C5	80–100%	0.06	0.46	0.06	0.49	0.17	0.11

¹ Categories: C1: Low magnitude events; C2: Dry conditions; C3: mid-range conditions; C4: moist conditions; C5: high-magnitude events.

² The % Accumulated indicates the percentage of the total annual accumulated contained in each category.

Table 5
Temporal trends in the precipitation, runoff and sediment yield of each magnitude category.

Magnitude	Category ¹	% Accumulated ²	Precipitation		Runoff (hm ³)		Sediment yield (t)	
			τ_{MK}	p-Value	τ_{MK}	p-Value	τ_{MK}	p-Value
Low	C1	0–20%	–0.03	0.81	–0.28	0.009	–0.2	0.11
Mid-range	C2	20–40%	–0.04	0.66	–0.15	0.16	–0.37	0.23
	C3	40–60%	–0.07	0.48	–0.26	0.01	–0.27	0.38
High	C4	60–80%	–0.04	0.66	–0.21	0.04	–0.29	0.45
	C5	80–100%	–0.07	0.48	–0.22	0.03	–0.28	0.16

¹ Categories: C1: Low magnitude events; C2: Dry conditions; C3: mid-range conditions; C4: moist conditions; C5: high-magnitude events.

² The % Accumulated indicates the percentage of the total annual accumulated contained in each category.

and also such reduction did not prove to be significant. Thus, changes in runoff observed may be mainly attributed to the increased forested cover, which has led to a decrease of around 1.5 mm per unit of forest increase (in km²) for the period 1971–2014.

In the case of the sediment yield, a mean reduction of around 8% was observed in the *actual* dataset in comparison with 1971 values. The sediment yield values from the *constant scenario* at the end of the study period almost doubled the values in 1971 (Fig. 8), which corresponds to an increase of almost 98%. However, such values should be interpreted with care, since none of these increasing trends showed statistical significance. Despite this, trends appear to reflect the role of forest in protecting soil and hence preventing or reducing its erosion.

4. Discussion

4.1. Climate trends

Increasing trends were particularly strong for temperature at both time scales (i.e. annual and seasonal), as has been already reported in previous studies in the Iberian Peninsula (e.g. Castro De et al., 2005). In contrast, diverging results were found for precipitation. Total annual values did not seem to decrease significantly for our study period. López-Moreno et al. (2011) also found similar results across the Ebro basin, where precipitation seemed to be relatively stable over time and only a few small areas showed a statistically significant decrease. At the seasonal scale, significant decreasing trends were found for spring and summer. The decrease in summer precipitation and the risk of summer drought has been already reported for central Europe and the Mediterranean area (IPCC, 2013; Meehl et al., 2007; Schneider et al., 2013) and Climate models project substantial summer precipitation reductions in the Mediterranean region (Bladé et al., 2011).

Results on the varying contribution of low and high magnitude rainfall events did not provide a clear evidence of the change of their contribution to the total annual rainfall. A slight decrease in the frequency of high-magnitude rainfall events was detected, although such trend was not significant in our case of study. The mean value of each rainfall magnitude category also seemed to decrease, although trends were not significant for any of them. Despite the torrential behaviour and the spatio-temporal variability in rainfall is an intrinsic characteristic of Mediterranean weather, some projections from global scenarios have indicated an increase of high intensity rainfall episodes (Stojkovic et al., 2014). For example, Alpert et al. (2009) also indicated that the

rainfall categories at both distribution extremes (i.e. light and heavy/torrential events) increased their contributions to the total annual rainfall.

Overall, precipitation trends were controversial, since annual values did not show a decreasing significant trend, although such trends were relatively marked for spring and summer. In the Iberian Peninsula, González-Hidalgo et al. (2011) found important differences in the magnitude and direction of precipitation trends, mainly driven by the length of the study period and the geographical location studied (Llasat and Quintas, 2004). However, a spatially generalised decreasing trend was reported for March and June in these studies. Such pattern was found to lead to a redistribution of precipitation throughout the year, reducing the wet season length (resulting from the negative tendency in March) and concentrating the precipitation at the beginning of the wet season in October.

4.2. Trends in streamflow

Our results indicated an overall decrease in annual streamflow in the Canalda basin of around 20%, which agrees with earlier studies in the Pyrenees (Gallart and Llorens, 2004; García-Ruiz et al., 2008; Lorenzo-Lacruz et al., 2012). For example, Begueria et al. (2006) reported a runoff reduction of around 30% for the past 50 years in the Pre-Pyrenean region. Gallart and Llorens (2002) also reported for the whole River Ebro a decrease in discharge of around 40% for the last 50 years. Recently, Buendia et al. (2015) studied streamflow decreases in three sub-basins of a Pyrenean catchment (the Noguera Pallaresa) and found reductions to range between 10 and 37%. Despite results found in the literature indicate a generalised reduction in streamflow in the Pyrenean region, the magnitude of such reductions differs among basins. Such divergences are likely to arise mainly from the different climate, geological and physiographical characteristics of the catchments, as well as the magnitude of the forest expansion. For example, high altitude basins, where there is a domain of steep slopes and an important snow accumulations forest expansion will be limited, which will lessen the effect of afforestation to the overall flow reduction. This is the case for example of the northern most part of the Noguera Pallaresa basin, where flow reductions were less notable (Buendia et al., 2015).

Decreasing trends were observed at the annual time scale and were also particularly strong for spring and summer. To some extent, such reductions could be attributed to the reduced rainfall also detected for these seasons as well as to the increased evaporative demand during

Table 6
Mann Kendall results for the analysis of seasonal trends for the period 1971–2014.

Season	Precipitation			Temperature			Runoff (hm ³)			Sediment yield (t)		
	$\bar{X} \pm \sigma$	τ_{MK}	p-Value	$\bar{X} \pm \sigma$	τ_{MK}	p-Value	$\bar{X} \pm \sigma$	τ_{MK}	p-Value	$\bar{X} \pm \sigma$	τ_{MK}	p-Value
Spring	206 ± 76	–0.18	0.11	11 ± 2	0.46	<0.001	1.5 ± 1	–0.24	0.03	88 ± 125	–0.21	0.06
Summer	147 ± 77	–0.11	0.10	17 ± 2	0.28	0.008	0.8 ± 0.6	–0.25	0.02	27 ± 36	–0.09	0.41
Autumn	194 ± 63	0.09	0.42	4 ± 2	0.51	<0.001	1.3 ± 1.8	–0.13	0.26	110 ± 307	0.05	0.66
Winter	73 ± 42	–0.05	0.67	2 ± 2	0.45	<0.001	1.2 ± 1.3	–0.19	0.09	67.7 ± 137.4	0.11	0.32

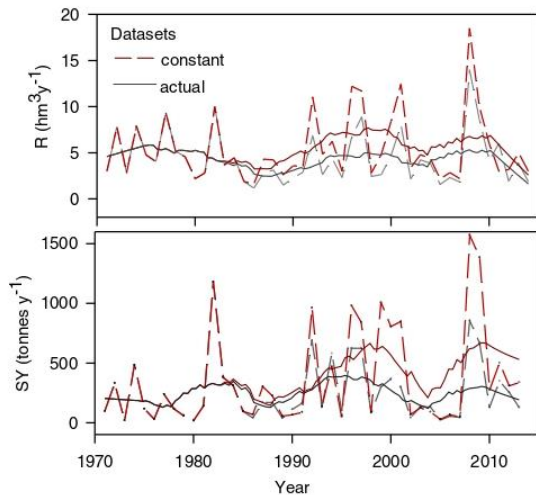


Fig. 8. Annual runoff (R ; $\text{hm}^3 \text{ year}^{-1}$) and sediment yield (SY ; t year^{-1}) for the *actual* (grey) and *constant scenario* (red) datasets. Lines show the smoothed values using LOESS (time span: 0.2).

summer (Kundzewig et al., 2007). In addition, reductions in the snowpack observed in the basin may also be influencing the observed decrease in spring. Several studies have already reported a reduction in the snowpack in the Pyrenees during the second half of the 20th century due to increased winter temperatures (e.g. López-Moreno, 2005), which subsequently results in less snowmelt during this season.

The study of changes in the contribution of high flows suggested increasing trends in the contribution of high and low flows to the total annual runoff, while the frequency of mid-range flows seemed to decrease. Despite such results yielded a low significance level, frequency curves seemed to confirm this observation. This could be indicating a possible increase in the torrential behaviour of the river, with a large proportion of the total annual flow accumulated during shorter periods of time. Such pattern could be the result of the increase in the frequency of torrential storms and an increase of occurrence of low-flow periods.

Some studies predict that river flows in the Mediterranean region will likely become more intermittent in the future, with several consequences for their functioning (e.g. Schneider et al., 2013; Acuña et al., 2014). If this proves true, most of the runoff will be compressed to a few events. The decrease in the contribution of moderate events may be influenced by the increase in forest cover: while vegetation may not have relevant effects in terms of interception during very intense rainfall events, it might notably reduce the intensity of events with moderate intensity (e.g. Roo de et al., 2003).

However, some discrepancies with other studies regarding high flow events exist (López-Moreno et al., 2006), probably related to the different area studied. Previous in the northern part of the Pyrenees, with a wetter climate, differ from the Ribera Salada basin, which has a greater Mediterranean component. In addition, López-Moreno et al. (2006), acknowledge some uncertainties at the catchment level: peak flow occurrence may also be affected by other factors such as catchment size, forested area or lithology, which have not been considered and may be influencing the different response of the basins to *extreme* events.

The reduction of the magnitude of all flow categories was evident, particularly for low and high flows. Such decrease cannot be explained by precipitation, since categories for these variables did not show such a marked trend. Therefore, changes in the magnitude of flows shall be attributed to the growth of forest occurred during the second half of the 20th century. This has led to an increased importance of interception and transpiration, as already suggested in López-Moreno et al. (2006). The reduction of peak flows has resulted in a stabilization and

revegetation of flood plains and formerly active gravel bars, as has been observed in other basins (Begueria et al., 2006) and can also be confirmed by field observations in the Canalda basin.

4.3. Trends in sediment yield

In spite of the large scatter resulting from seasonal causes and hysteretic patterns, discharge and suspended sediment concentrations showed a significant relationship in the Canalda sub-basin (Batalla et al., 2005). Therefore, overall reductions in streamflow will consequently result in a decrease in the amount of sediment transport. The temporal decrease in sediment load in Canalda was quite subtle. However, results from sediment transport models usually show controversial results due the number of drivers influencing soil erosion and sediment transport as well as deposition in the channel and the flood plain. Also, low geomorphic activity, along with the wide variability in the annual sediment yield reported in the basin (e.g. from 16 to $41,800 \text{ t year}^{-1}$ according to Batalla et al., 2005) may also be influencing the identification of marked trends. Soil erosion rates of the Ribera Salada catchment are very low compared to other Pyrenean and Mediterranean catchments (i.e. González-Hidalgo et al., 2007), due to the high infiltration rates observed within the catchment. Specific sediment loads have also been reported to be relatively low when compared with similar Mediterranean counterparts (i.e. 12 t km^{-2} ; Vericat and Batalla, 2010). Other studies have also indicated a reduction in sediment resulting from the revegetation and stabilization of fluvial channels (Begueria et al., 2006), which have also been observed along the mainstem of the Ribera Salada. Decreases in the annual sediment yield found in our study are in line with results from other studies indicating a reduction in the sediment transport, which has resulted in a decrease in siltation rates in the Pyrenean reservoirs (e.g. López-Moreno et al., 2003).

Müller et al. (2009) applied the hydrological and sediment model WASA-SED (Mamede, 2008) in the Canalda basin for the years 1999–2000 with the aim of assessing the relative effects of climate and land use change. Due to the limited amount of information available when their study was carried out, the model was not calibrated, although its results were considered plausible. In terms of water discharge, both models obtained similar results. For example, the two largest events of the years 1999 and 2000 (12/11/1999 and 10/6/2000) were estimated to have peak discharges of 4.2 and $2.1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ respectively by TETIS, while for WASA-SED they had a peak discharge of slightly above and slightly below $4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ respectively. Concerning sediment transport, Müller et al. (2009) provided values of suspended sediment yield of $0.315 \text{ t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ and $0.370 \text{ t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ for the years 1999 and 2000 respectively, while the TETIS model returned values of $0.1305 \text{ ton ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ and $0.136 \text{ t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ respectively. Also these authors detected an increase in sediment yield of up to 76% when no changes in land use were considered in the analysis (i.e. no afforestation), a percentage of the same order of magnitude that the one found in this study. It is difficult to establish which model obtained the most accurate results without knowing the observed value, but the two models returned values of the same order of magnitude. This is a satisfactory result, given the large uncertainty affecting this kind of processes. The present study employed more accurate daily suspended sediment data to calibrate and validate the TETIS model, in order to provide a more reliable tool for land-use change impact analysis.

The frequency analysis indicated the same trends as in the case of runoff, with most of the sediment transport concentrated in few events. However, in this case, low magnitude events seemed to decrease its contribution to the total annual sediment load, which may be the result of the reduced transport capacity of declining low flows. The amount of sediment transported by large events also followed a decreasing pattern, potentially driven by the decrease in peak flows and hence the flow competence of large events (i.e. stream's ability to transport sediment). Altogether, results might be suggesting that, apart from

showing an overall decrease, sediment transport becomes more compressed over time, and hence shows an increasing dependence on flood events. For example, Batalla et al. (2005) reported that the major part of the annual load is transported by discharges equalled or exceeded less than 10% of the time. Bussi et al. (2014b) also reported a trend towards a dependence on large events under different scenarios of climate change. These results highlight the increasing importance of floods in the long-term sediment load of Mediterranean basins.

The relative role of forest areas in annual sediment yield was evident when trends were compared with a hypothetical scenario of no afforestation, under which annual sediment loads increased markedly. Despite the low significance detected in temporal trends, the forest cover prevents the erosion in the basin and drives the observed reduction in sediment load. The way in which afforestation has occurred may have also influenced the sediment patterns observed. Ubalde et al. (1999) observed that most of the changes from agricultural to forest areas were taking place in north-facing and high slopes, while agriculture was concentrated in low-lands. This may be suggesting that those areas more prone to erosion due to its increased slope have been covered by forest, potentially leading to a decreased in soil erosion.

5. Final Remarks

Increased forest cover in mountainous basins play a major role in the hydrosedimentary response observed and hence determine the availability of water resources as well as the amount of sediment load. Overall, results evidence the sensitivity of erosion and sediment transport processes to changing climate and hydrological behaviour of basins.

The identification of trends will strongly depend on the geographical location of the basin, as well as the characteristics of the basin and the length of the series analysed. Also, the scale at which the studies are undertaken may influence greatly the observed trends. Rainfall and sediment yields in arid and semi-arid areas are highly scale-dependent, (e.g. Kirkby et al., 1996; Mayor et al., 2011). This dependency, along with the diverging results found, arises the question of which scale is the most appropriate to assess changes in the hydrosedimentary response of basins. Such scale should be able to show the observed trends without being masked by a large intra- and inter-annual variability.

In this paper we have provided an insight into the effects that contemporaneous forest growth and current climate change have exerted on the hydrological and sediment transport regime in the headwaters of the Ribera Salada, a mountainous Mediterranean basin representative of the physical characteristics and land-use changes that southern Pyrenean basins have experienced in the last half of a century. Overall, results have indicated that increased forest areas are the major driver of reduced streamflows and the magnitude of peak floods. Precipitation appears to have remained constant over time, although redistribution throughout the year may be occurring, with reduced rainfall mainly in spring and summer. Results regarding sediment loads were not significant, although decreases were detected over the studied period. These results contribute to shed light on the potential hydrosedimentary tendencies occurring in these areas under the present global change scenario.

Acknowledgements

This work has been supported by the Biodiversity Conservation Plan of ENDESA S.A, within the HIDSOS Project "Water resources sustainability under global change". The fourth author is in receipt of a Ramon y Cajal Fellowship (RYC-2010-06264) funded by the Spanish Ministry of Science and Innovation. Authors acknowledge the support from the Economy and Knowledge Department of the Catalan Government through the Consolidated Research Groups: 2014 SGR 645 (RIUS- Fluvial Dynamics Research Group) and 2014 SGR 291 (Catalan Institute for Water Research).

References

- Acuña, V., Detry, 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* 343, 1080–1081.
- Alatorre, L.C., Beguería, S., García-Ruiz, J.M., 2010. Regional scale modelling of hillslope sediment delivery: a case study in Barasona reservoir watershed (Spain) using WATEM/SEDEM. *J. Hydrol.* 391, 109–123.
- Allen, R., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper No 56. FAO, Rome.
- Almorox, J., de Antonio, R., Saa, A., Cruz Díaz, M., Gascó, J.M., 1994. Métodos de estimación de la erosión hídrica. Editorial Agrícola Española S.A. (152 pp.).
- Alpert, P., Ben-gai, T., Baharad, A., Benjamini, Y., Yekutieli, D., Colacino, M., Diodato, L., Ramis, C., Homar, V., Romero, R., Michaelides, S., Manes, A., 2009. The paradoxical increase of Mediterranean extreme rainfall in spite of decrease in total values. *Geophys. Res. Lett.* <http://dx.doi.org/10.1029/2001GL01355>.
- Andrés-Doménech, I., Múnera, J.C., Francés, F., Marco, J.B., 2010. Coupling urban event-based and catchment continuous modelling for combined sewer overflow river impact assessment. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 2057–2072. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-14-2057-2010>.
- Arnáez, J., Oserín, M., Ortigosa, L., Lasanta, T., 2008. Cambios en la cubierta vegetal y usos del suelo en el Sistema Ibérico Noroccidental entre 1956 y 2001: los Cameros (La Rioja, España). *B. Asoc. Geogr. Esp.* 47, 195–211.
- Barrios, M., Francés, F., 2012. Spatial scale effect on the upper soil effective parameters of a distributed hydrological model. *Hydrol. Process.* 26, 1022–1033. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.8193>.
- Batalla, R.J., Vericat, D., 2010. A review of sediment quantity issues: examples from the River Ebro and adjacent basins (Northeastern Spain). *Integr. Environ. Assess. Manag.* 7, 256–268.
- Batalla, R.J., García, C., Balasch, C., 2005. Total sediment load in a Mediterranean mountainous catchment (the Ribera Salada River, catalán Pre-Pyrenees, NE Spain). *Z. Geomorphol.* 49, 495–514.
- Beguería, S., López-Moreno, J.I., Lorente, A., Seeger, M., García-Ruiz, J.M., 2006. Assessing the effect of climate oscillations and land-use changes on streamflow in the central Spanish Pyrenees. *Ambio* 32 (283–283).
- Benyon, R., Thevayanathan, T., Doody, T., 2006. Impacts of Plantations on groundwater in south-eastern Australia. *Aust. J. Bot.* 54, 181–192.
- Bladé, I., Liebmann, B., Fortuny, D., Jan van Oldenborgh, G., 2011. Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: implications for projected drying in the summer Mediterranean region. *Clim. Dyn.* <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-011-1195-x>.
- Blöschl, G., Sivapalan, M., 1995. Scale issues in hydrological modelling: a review. *Hydrol. Process.* 9, 251–290. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.3360090305>.
- Buendia, C., Batalla, R.J., Sabater, S., Palau, A., Marcé, R., 2015. Runoff trends driven by climate and afforestation in a Pyrenean basin. *Land Degrad. Dev.* <http://dx.doi.org/10.1002/ldr.2384>.
- Burn, D.H., Hannaford, J., Hodgkins, G.A., Whitfield, P., Thorne, R., Marsh, T.J., 2012. Hydrologic Reference Networks II. Using Reference Hydrologic Networks to assess climate driven change. *Hydrol. Sci. J.* 57, 1580–1593.
- Bussi, G., Rodríguez-Lloveras, X., Francés, F., Benito, G., Sánchez-Moya, Y., Sopena, A., 2013. Sediment yield model implementation based on check dam infill stratigraphy in a semiarid Mediterranean catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 3339–3354. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-17-3339-2013>.
- Bussi, G., Francés, F., Montoya, J.J., Julien, P.Y., 2014a. Distributed sediment yield modeling: importance of initial sediment conditions. *Environ. Model Softw.* 58, 58–70.
- Bussi, G., Francés, F., Horel, E., López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., 2014b. Modelling the impact of climate change on sediment yield in a highly erodible Mediterranean catchment. *J. Soils Sediments* 14, 1921–1937. <http://dx.doi.org/10.1007/s11368-014-0956-7>.
- Calder, I.R., 1993. Hydrologic effects of land use change. In: Maidment, D.R. (Ed.), *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York, pp. 13.1–13.50.
- Castro De, M., Martín-Vide, J., Alonso, S., 2005. El clima de España pasado, presente y escenarios de clima para el siglo XXI. In: Moreno-Rodríguez, J.M. (Ed.), *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático*. Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Castilla-La Mancha, pp. 1–64.
- 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.
- Chase, T.N., Pielke Sr., R.A., Kittel, T.G.F., Nemani, R.R., Running, S.W., 2000. Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter. *Clim. Dyn.* 16, 93–105 (IPCC, 2007).
- Cowperrwait, P., Ocio, D., Collazos, G., de Cos, O., Stocker, C., 2013. Regionalised spatiotemporal rainfall and temperature models for flood studies in the Basque Country, Spain. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 479–494. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-17-479-2013>.
- Delgado, J., Llorens, P., Nord, G., Calder, I.R., Gallart, G., 2010. Modelling the hydrological response of a Mediterranean medium-sized headwater basin subject to land cover change: the Cardener River basin (NE Spain). *J. Hydrol.* 383, 125–134.
- Déqué, M., 2007. Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: model results and statistical correction according to observed values. *Glob. Planet. Chang.* 57, 16–26. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.030>.
- Douglas, E.M., Vogel, R.M., Kroll, C.N., 2000. Trends in floods and low flows in the United States: impact of spatial correlation. *J. Hydrol.* 38, 413–423.
- Engelund, F., Hansen, E., 1967. *A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams*. Monogr. Denmark Tech Univ, Hydraul Lab.
- Estruch, J., 2001. Informació del territori i càlcul de l'escolament superficial mitjançant el model HEC-1. Aplicació al mapa de sòls 1:50000 de la conca de Canalda (el Solsonès). *Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural*, 69: 95–116.

- Francés, F., Vélez, J.J., Vélez, J.J., 2007. Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. *J. Hydrol.* 332, 226–240. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.06.03>.
- Gallart, F., Llorens, P., 2002. Water resources and environmental change in Spain. A key issue for sustainable catchment management. In: García-Ruiz, J.M., Jones, A.A.A., Arnáez, J. (Eds.), *Environmental Change and Water Sustainability*. IPE (CSIC), Zaragoza, pp. 11–20.
- Gallart, F., Llorens, P., 2003. Catchment management under environmental change: Impact of land cover change on water resources. *Water Int.* 28, 334–340.
- 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.
- García-Ruiz, J.M., Lana-Renault, N., 2011. Una revisión de los efectos hidrológico y erosivos del abandono de tierras de España. *Geographicalia* 59–60, 125–135.
- García-Ruiz, J.M., Regués, 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.
- Gessesse, B., Bewket, W., Bräuning, A., 2014. Model-based characterization and monitoring of runoff and soil erosion in a response to land use/land cover changes in the Modjo watershed, Ethiopia. *Land Degrad. Dev.* <http://dx.doi.org/10.1002/ldr.2276>.
- González-Hidalgo, J.C., Peña-Monné, J.L., de Luis, M., 2007. A review of daily soil erosion in Western Mediterranean areas. *Catena* 71, 193–199. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2007.03.005>.
- González-Hidalgo, J.C., Batalla, R.J., Cerdà, A., de Luis, M., 2010. Contribution of the largest events to suspended sediment transport across the USA. *Land Degrad. Dev.* 21, 83–91. <http://dx.doi.org/10.1002/ldr.897>.
- González-Hidalgo, J.C., Brunetti, M., De Luis, M., 2011. A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (monthly precipitation trends December 1945–November 2005). *Int. J. Climatol.* 31, 715–731.
- Herrera, S., Gutiérrez, J.M., Ancell, R., Pons, M.R., Frías, M.D., Fernández, J., 2012. Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02). *Int. J. Climatol.* 32, 74–85. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.2256>.
- Herrera, S., Fernández, J., Gutiérrez, J.M., 2014. Update of the Spain02 Gridded Observational Dataset for Euro-CORDEX Evaluation: Assessing the Effect of the Interpolation Methodology. *Int. J. Climatol.* <http://dx.doi.org/10.1002/joc.4391> (in review).
- Inman, D.L., Jenkins, S.A., 1999. Climate change and the episodicity of sediment flux of small California rivers. *J. Geol.* 107, 251–270.
- IPCC, 2013. Working Group I contribution to the IPCC 5th Assessment Report “Climate Change 2013: The Physical Science Basis”. 12th Session of Working Group I and the 36th Session of the IPCC, 26 September 2013, Stockholm (Sweden).
- Julien, P.Y., 2010. *Erosion and Sedimentation*. 2nd ed. Cambridge University Press.
- Julien, P.Y., Simons, D.B., 1985. Sediment transport capacity of overland flow. *Trans. ASAE* 28, 755–762.
- Kahya, E., Kalaci, S., 2004. Trend analysis of streamflow in Turkey. *J. Hydrol.* 289, 128–144.
- Kendall, M.G., 1975. *Rank Correlation Measures*. Charles Griffin, London (202 pp.).
- Kirkby, M.J., Imeson, A.C., Bergkamp, G., Cammerat, L.H., 1996. Scaling up processes and models from the field plot to the watershed and regional scales. *J. Soil Water Conserv.* 51, 391–396.
- Kundzewicz, Z.W., Mata, L.J., Arnell, N.W., Döll, P., Kabat, P., Jiménez, 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.
- Lasanta, T., García-Ruiz, J.M., 1996. Erosión y recuperación de tierras en áreas marginales. Instituto de Estudios Riojanos, SEG, Logroño.
- Lasanta, T., Vicente, S., Cuadrat, J.M., 2000. Marginalización productiva y recuperación de la cubierta vegetal en el Pirineo: un caso de estudio en el Valle de Borau. *B. Asoc. Geogr. Esp.* 29, 5–28.
- Leopold, L.B., Maddock, T., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *United States Geological Survey Professional Paper* vol. 252 (57 pp.).
- Llasat, M.C., Quintas, L., 2004. Stationarity of monthly rainfall series since the middle of the XIXth century. Application to the case of Peninsular Spain. *Nat. Hazards* 31, 613–622.
- Llorens, P., Poch, R.M., Latron, J., Gallart, F., 1997. Rainfall interception by a *Pinus sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous abandoned area. I. Monitoring design and results down to the event scale. *J. Hydrol.* 199, 331–345.
- Loaiza, J.C., 2007. *Soil Hydrology in the Ribera Salada Catchment (Catalan Pre Pyrenees)*. Application of Hydrologic Models for the Estimation of Hydrologic Transitional Regimes Unpublished PhD thesis. Universitat de Lleida, Lleida, Spain.
- Loaiza, 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.
- López-Moreno, J.I., 2005. Recent variations of snowpack depth in the Central Spanish Pyrenees. *Arct. Antarct. Alp. Res.* 37, 253–260.
- López-Moreno, J.I., Beguería, S., Valero-Garcés, B., García-Ruiz, J.M., 2003. Intensidad de avenidas y aterramiento de embalses en el Pirineo Central Español. *Eria* 61, 159–167.
- López-Moreno, J.I., Beguería, S., García-Ruiz, J.M., 2006. Trends in high flows in the central Spanish Pyrenees: response to climatic factors or land-use change? *Hydrol. Sci. J.* 51, 1039–1050.
- López-Moreno, J.I., Beniston, M., García-Ruiz, J.M., 2008. Environmental change and water management in the Pyrenees: facts and future perspectives for Mediterranean mountains. *Glob. Planet. Chang.* 61, 300–312.
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Moran-Tejada, E., Zabalza, J., Lorenzo-Lacruz, J., García-Ruiz, J.M., 2011. Impact of climate evolution and land use change on water yield in the Ebro basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 311–322.
- Lorenzo-Lacruz, J., Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I., Morán-Tejada, E., Zabalza, J., 2012. Recent trends in Iberian streamflows. *J. Hydrol.* 414–415, 463–475.
- Lorenzo-Lacruz, J., Morán-Tejada, E., Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I., 2013. Streamflow droughts in the Iberian Peninsula between 1945 and 2005: spatial and temporal patterns. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 119–134.
- Mamede, G., 2008. *Reservoir Sedimentation in Dryland Catchments: Modelling and Management* PhD thesis University of Potsdam.
- Mann, H.B., 1945. Non-parametric tests against trend. *Econometrica* 13, 245–259.
- Marey-Pérez, M.F., Rodríguez-Vicente, V., 2008. Forest transition in Northern Spain: local responses on large-scale programmes of field-afforestation. *Land Use Policy* 26, 139–156.
- Mayor, A.G., Bautista, S., Bellot, J., 2011. Scale-dependent variation in runoff and sediment yield in a semiarid Mediterranean catchment. *J. Hydrol.* 397, 128–135.
- Meehl, G.A., et al., 2007. Global climate projections. In: Solomon, S., et al. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 747–845.
- MIMAM, 2000. *Estrategia Forestal Española*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid (250 pp., http://www.mma.es/portal/secciones/biodiversidad/montes_politica_forestal/estrategiamonte/descargas_efe.htm > .).
- Morán-Tejada, E., Ceballos-Barbancho, A., Llorente-Pinto, J.M., 2010. Hydrological response of Mediterranean headwaters to climate oscillations and land-cover changes: The Mountains of Duero River basin (Central Spain). *Glob. Planet. Chang.* 72, 39–49.
- Moriassi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harme, R.D., Veith, T.L., 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Trans. ASAE* 50, 885–900.
- Müller, E.N., Francke, T., Batalla, R.J., Bronstert, A., 2009. Modelling the effects of land-use change on runoff and sediment yield for a meso-scale catchment in the Southern Pyrenees. *Catena* 79, 288–296.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models – part 1 – a discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290. [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6).
- Navas, A., Valero-Garcés, B.L., Machín, J., 2004. An approach to integrated assessment of reservoir siltation: the Joaquín Costa reservoir as a case study. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 8, 1193–1199.
- Navas, A., Valero-Garcés, B.L., Gaspar, L., Machín, J., 2009. Reconstructing the history of sediment accumulation in the Yesa reservoir: an approach for management of mountain reservoirs. *Lake Reservoir Manage.* 25, 15–27.
- Navas, A., Valero-Garcés, B.L., Gaspar, L., Palazón, L., Machín, J., 2011. Radionuclides and stable elements in the sediments of the Yesa reservoir (Central Spanish Pyrenees). *J. Soils Sediments* 11, 1082–1098.
- Orozco, M., 2003. *Hidroquímica de aguas superficiales y usos del suelo en la cuenca de la Ribera Salada (El Solsonès, NE España)*. Unpublished PhD thesis Universitat de Lleida, Lleida, Spain.
- Osborn, T.J., Hulme, M., Jones, P.D., Basnett, T.A., 2000. Observed trends in the daily intensity of United Kingdom precipitation. *Int. J. Climatol.* 20, 347–364.
- Palazón, L., Navas, A., 2014. Modeling sediment sources and yields in a Pyrenean catchment draining to a large reservoir (Esera River, Ebro Basin). *J. Soils Sediments* 14, 1612–1625. <http://dx.doi.org/10.1007/s11368-014-0911-7>.
- Piao, S., Friedlingstein, P., Ciais, P., de Noblet-Ducoudre, N., Labat, D., Zaehle, S., 2007. Changes in climate and land use have a larger direct impact than rising CO₂ on global river runoff trends. *PNAS* 104, 15242–15247.
- Poch, R.M., Pradesaba, 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.C., Asins, S., Andreu, V. (Eds.), *Proceeding of the third International Congress Man and Soil at the Third Millennium*. Geoforma Ediciones, Logroño.
- R Development Core Team, 2014. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. 3-900051-07-0 (<http://www.R-project.org/>).
- Roo de, A.D., Schumuck, G., Perdigao, V., Thielen, J., 2003. The influence of historic land use changes and future planned land use scenarios on floods in the Oder catchment. *Phys. Chem. Earth* 28, 1291–1300.
- Salazar, S., Francés, F., Komma, J., Blume, T., Francke, T., Bronstert, A., Blöschl, G., 2013. A comparative analysis of the effectiveness of flood management measures based on the concept of “retaining water in the landscape” in different European hydro-climatic regions. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12, 3287–3306. <http://dx.doi.org/10.5194/nhess-12-3287-2012>.
- Saxton, K.E., Rawls, W.J., 2006. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, 1569–1578.
- 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.
- SSS, 1993. *Soil Survey Manual*. Soil Survey Division Staff. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture. Handbook 18.
- SSS, 2006. *Keys to Soil Taxonomy*. 9th edition. SSS Soil Conservation Service. Agric. US Gov printing office, Washington, D.C.
- Stojkovic, M., Ilic, A., Prohaska, S., Plavsic, J., 2014. Multi-temporal analysis of mean annual and seasonal stream flow trends, including periodicity and multiple non-linear regression. *Water Resour. Manag.* 28, 4319–4335.
- Tao, H., Gemmer, M., Bai, Y., Su, B., Mao, W., 2011. Trends of streamflow in the Tarim River Basin during the past 50 years: human impact or climate change? *J. Hydrol.* 400, 1–9.
- Ubalde, J.M., 1997. *Monitorització dels canvis d'ús del sòl a la capçalera de la conca de la ribera Salada*. Unpublished thesis, Universitat de Lleida (In catalán).
- Ubalde, J.M., Rius, J., Poch, R.M., 1999. Monitorització de los cambios de uso del suelo en la cabecera de cuenca de la Ribera Salada mediante fotografía aérea y SIG (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 (790 pp.,

- Available in: http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/documentation/HEC-RAS_4.1_Users_Manual.pdf (fecha de acceso: 05/02/2014).
- US-EPA, 2011. An Approach for Estimating Stream Health Using Flow Duration Curves and Indices of Hydrologic Alteration. Protocol Document for Assessing Stream Health Using Stream Flow Duration Curves and Flow Based Hydrologic Indices. Agrilife research and extension, Texas A&M System (March 2011).
- Vanham, D., Rauch, W., 2009. Mountain water and climate change. In: Smith, Joel, Howe, Carol, Enderson, Jim (Eds.), *Climate Change and Water – International Perspectives on Mitigation and Adaptation*. ISBN: 9781843393047, pp. 21–40.
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Verstraeten, G., De Vente, J., Ocakoglu, F., 2011. Sediment Yield in Europe: spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology* 130, 142–161.
- Vélez, J.J., Puricelli, M., López Unzu, F., Francés, F., 2009. Parameter extrapolation to ungauged basins with a hydrological distributed model in a regional framework. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13, 229–246. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-13-229-2009>.
- Vericat, D., Batalla, R.J., 2010. Sediment transport from continuous monitoring in a perennial Mediterranean stream. *Catena* 82, 77–86. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2010.05.003>.
- Viviroli, D., Weingartner, R., 2004. The hydrological significance of mountains: from regional to global scale. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 8, Copernicus Publications, pp. 1017–1030.
- Wang, S., Zhang, Z., McVicar, T.R., Guo, J., Tang, Y., Yao, A., 2013. Isolating the impacts of climate change and land use change on decadal streamflow variation: assessing three complementary approaches. *J. Hydrol.* 507, 63–74.
- Zhang, L., Dawes, W.R., Walker, G.R., 2001. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resour. Res.* 37, 701–708.

QUADERNS
DMACS nº 39

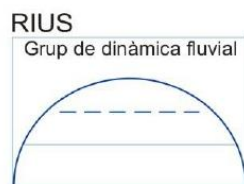


Fotografia aèria de l'any 1956 al riu Segre (paratge de Sant Julià, municipi d'Alòs de Balaguer); Font: Centro Cartográfico y Fotográfico del Ejército del Aire.



Ortofotomapa de l'any 2008 al riu Segre paratge de Sant Julià, municipi d'Alòs de Balaguer; Font: Institut Cartogràfic de Catalunya.

**METODOLOGIA PER AL DIAGNÒSTIC
HIDROLÒGIC I MORFOSEDIMENTARI
DE CURSOS FLUVIALS.
L'EXEMPLE DEL RIU SEGRE**



ÍNDEX

FITXA TÈCNICA.....	3
OBJECTIU GENERAL.....	4
RESUM.....	5
1. INTRODUCCIÓ.....	6
2. METODOLOGIA.....	9
2.1. Hidrologia i Règim de Crescudes	
2.2. Dinàmica Fluvial	
3. RESULTATS (L'exemple del Segre).....	29
3.1. Caracterització Hidrològica General	
3.2. Caracterització d'Hidrogrames de Crescuda	
3.3. Evolució Morfològica del Tram Mig del Segre	
4. REFERÈNCIES AL TEXT	53
ANNEX A. ESQUEMES METODOLÒGICS.....	56
ANNEX B. VALORS HABITUALS (RESULTATS).....	58
ANNEX C. VALORS EXTREMS (RESULTATS).....	64
ANNEX D. EVOLUCIÓ MORFOLÒGICA (RESULTATS).....	70

FITXA TÈCNICA

Descripció: Aquest quadern s'ha preparat a partir de la informació generada durant la realització de la Tasca 2 del Projecte Bàsic del conveni entre el Centre Tecnològic Forestal de Catalunya i l'Agència Catalana de l'Aigua (CTFC-ACA CV08000251). Aquest informe es va lliurar el 10 de desembre de 2012 i, posteriorment, es va rebre l'autorització per part de l'ACA per a la seva publicació i difusió.

Elaboració: Jordi Tuset, Damià Vericat i Ramon J. Batalla (RIUS - Fluvial Dynamics Research Group, UdL-CTFC-ICRA). www.fluvialdynamics.com

Data d'edició: 10 de desembre de 2012

ISBN: 84-616-2527-7

OBJECTIU GENERAL

L'objectiu general d'aquest treball és exposar d'una manera seqüencial i integrada **mètodes de diagnosi hidrològic i sedimentari** que sovint es troben fragmentats o dispersos i que permetin avançar en l'avaluació de l'estat morfosedimentari de trams fluvials regulats per preses i extraccions d'àrids. La premissa bàsica del treball és el reconeixement que la relació fonamental entre aigua, sediments i morfologia conforma la base de la dinàmica fluvial.

Amb aquest objectiu es presenta el treball d'avaluació de l'estat morfosedimentari de trams representatius del curs mig del Segre a partir d'observacions de camp, dades hidrològiques, topografia, mostreigs granulomètrics, modelització i anàlisi de fotografia aèria antiga i actual. El tram mig del riu Segre s'ha escollit com a cas d'estudi per a la presentació dels diferents mètodes d'anàlisi, i s'ha definit entre Ponts i Alòs de Balaguer. Ponts identifica l'inici del tram aigües avall de l'embassament de Rialb i Alòs de Balaguer s'ha pres com a punt final abans d'entrar al congost que porta a la confluència amb la Noguera Pallaresa (Estret de Mur). No s'ha analitzat el tram fins a Lleida perquè es tracta d'un sector molt alterat per l'entrada d'altres rius regulats, canalitzacions i trams urbans que és complicat fer un seguiment hidromorfològic del riu seguint els criteris establerts. L'estudi analitza els diferents elements responsables de l'estat hidrosedimentari del tram mig del Segre i del seu grau d'alteració actual: (a) caracterització del règim hidrològic i de crescudes, i (b) caracterització morfològica i morfosedimentària. Al final de cada major apartat s'han afegit una sèrie d'idees força que resumeixen el contingut vist fins aquell moment i serveixen de guia als lectors sobre els aspectes essencials del document. Aquestes idees força es presenten dins de requadres de color gris.

RESUM

El Règim Natural de Cabals (i.e. RNC) d'un riu, respon al rang complet de variació intra- i interanual del seu règim hidrològic, amb les seves característiques associades a una determinada magnitud, estacionalitat, durada i freqüència dels cabals; aquests elements són crítics per a mantenir la **dinàmica fluvial** i amb ella la del funcionament de l'ecosistema. Des d'un punt de vista físic les **crescudes** aporten al sistema fluvial l'energia indispensable per a que es produeixi erosió i transport de sediments a la llera, mantenint activa, d'aquesta manera, la **dinàmica morfosedimentària** del riu. Tot i així, les crescudes són un dels elements que acostumen a experimentar més modificacions amb la regulació del cabal a través dels embassaments; si la seva energia queda alterada per una disminució sostinguda en la magnitud i la freqüència, el sistema fluvial reacciona amb una reducció de la llera activa i permet a la vegetació perenne colonitzar un espai anteriorment actiu des del punt de vista morfosedimentari. L'alteració del règim de cabals de crescuda és l'element que directament més relació té amb la dinàmica sedimentària. L'impacte sobre la morfodinàmica és variable però pot arribar a ser important depenent de l'emplaçament i del grau de regulació, així com de la gestió de les descàrregues de cabal des de les preses. En molts casos, una gestió més lligada a la dinàmica del riu aigües avall podria contribuir a minimitzar alguns dels seus efectes.

El tram mig del Segre té tres infraestructures que modifiquen el seu RNC i la seva dinàmica morfosedimentària, i.e. l'embassament d'Oliana, l'embassament de Rialb i el canal d'Urgell, que regulen i/o detrauen directament cabals del riu i alteren el transport sòlid. En aquest cas examinem l'impacte de les infraestructures sobre la hidrologia i la morfologia mitjançant tres fases de treball:

a) Caracterització hidrològica general, basada en dues etapes, encaminades a la caracterització del règim natural, com a estat de referència i a l'avaluació de l'alteració hidrològica dels cabals màxims, gràcies als índex d'alteració de crescudes. El resultat final ha estat la valoració del règim de crescudes del tram en estudi, a partir d'una metodologia adaptada del treball '*Índices de Alteración Hidrológica en Ríos*' de Martínez i Fernández (2006) i completada amb el treball de Batalla *et al.* (2004).

b) Anàlisi d'hidrogrames de crescuda, basada en l'estudi de la forma i estacionalitat de diferents hidrogrames representatius registrats a les diferents estacions d'aforament, que permeten analitzar les alteracions produïdes pels embassaments d'Oliana i Rialb.

c) Anàlisi de l'evolució morfològica, basada en l'estudi dels canvis morfològics a partir de fotografies aèries de diferents períodes. L'estudi s'inicia l'any 1956, període considerat de referència. A partir d'aquest període s'estudien els canvis en l'extensió i tipologia de les unitats morfològiques en base a l'aparició d'infraestructures de regulació i el corresponent canvi en la freqüència i magnitud de les riudes.

1 INTRODUCCIÓ

1.1 Hidrologia i Règim Crescudes

El Règim Natural de Cabals d'un riu (i.e. *RNC*) és el resultat de la integració de tots els factors i processos a la conca de drenatge i.e. clima, topografia, geologia, sòls, vegetació, mida i forma de la conca, tipologia de la xarxa de drenatge, usos del sòl, etc. Alguns d'aquests factors es caracteritzen per la seva estabilitat en el temps, com el cas de la geologia. Els usos del sòl, pel contrari, poden experimentar canvis notables en períodes breus, com a conseqüència d'incendis, desforestació, reforestació i/o urbanització del terreny. Aquests canvis afecten el règim hidrològic, alterant les pautes d'infiltració i d'escolament a la conca i traduint-se en modificacions en els cabals de crescudes, en els temps de concentració, etc. Hi ha estudis que analitzen la tendència temporal del fluxos hidrològics en relació als canvis dels usos del sòl, per exemple a la conca de l'Ebre (e.g. Gallart *et al.*, 2003 i 2004). En aquest context entenem el règim natural de cabals tal com s'ha descrit anteriorment, en contraposició al règim alterat (Règim Modificat de Cabals - *RMC*), per la regulació i/o detracció directa de cabals des de la llera. S'han fet estudis que analitzen aquestes alteracions, per exemple també al conjunt de la conca de l'Ebre (e.g. Batalla *et al.*, 2004). Cal tenir present que les crescudes extraordinàries i ordinàries, i també els cabals mitjans del règim natural són els que més controlen directament el funcionament de l'ecosistema fluvial i la seva morfologia. Més concretament la morfologia del riu representa la resposta del mateix a les entrades de massa tan líquida com sòlida i a l'energia definida pel pendent de la vall per la que discorre el riu (Williams i Wolman, 1984).

El tram escollit com a exemple per aquest estudi és del riu Segre en el seu tram mig, que té tres infraestructures que alteren el seu RNC, i.e. la presa d'Oliana, la presa de Rialb i el canal d'Urgell. L'embassament d'Oliana fou construït per les Forces Hidroelèctriques del Segre, aprofitant el grau d'Oliana, amb una capacitat d'emmagatzematge de 101 hm³. L'embassament es va dissenyar per a regular els cabals del riu, per a produir electricitat i assegurar el reg d'estiu dels canals d'Urgell. El canal d'Urgell deriva l'aigua aigües avall de Ponts, el seu tronc principal té 144 km de longitud i va iniciar la seva activitat el 1862. Finalment, l'embassament de Rialb té una capacitat de 403 hm³ i va ser inaugurat l'any 2000; capta les aigües dels rius Segre, Rialb i Ribera Salada. Els seus principals destinataris són els canals d'Urgell i el Segarra-Garrigues, aquest darrer en fase de construcció, a més de proveir d'aigua a vuitanta nuclis de població. En aquest context els objectius del treball són:

- L'anàlisi de l'evolució del règim hidrològic al tram mig del Segre
- L'anàlisi de l'alteració al règim hidrològic en relació als embassaments d'Oliana i Rialb

En el treball es dedica un interès preferent als episodis de crescuda ja que son un component important en el manteniment i en la dinàmica hidrosedimentària. La caracterització del règim natural de cabals s'ha desenvolupat en dos fases de treball, cadascuna progressivament més centrada en les crescudes:

- a) Caracterització hidrològica general
 - i. Valors habituals
 - ii. Valors màxims: Règim de crescudes
- b) Caracterització dels hidrogrames de crescuda

Per assolir aquests objectius s'ha creat una base de dades hidrològiques actuals i històriques del tram mig del riu Segre en base a la informació existent a la base de dades "Anuario de Aforos 2008-2009" de la pàgina web del CEDEX (CEDEX, 2010). Els registres estan disponibles per a una mostra raonable de punts de control. En alguns casos les sèries es troben incompletes en anys amb episodis d'alta magnitud que són d'interès en el camp de la dinàmica fluvial; aquest fet limita el coneixement exacte de les crescudes, reduint parcialment la longitud de les sèries útils dels registres d'aforament. Tot i així, són suficients per avaluar l'alteració del règim hidrològic en relació als embassaments.

1.2 Dinàmica Fluvial

Els rius son sistemes complexos que transfereixen aigua i sediments des de les zones de capçalera fins les zones de sedimentació (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 la disponibilitat i característiques de l'hàbitat (e.g. Sambrook-Smith, 2007). De manera general, les característiques morfològiques i sedimentàries d'un riu son el resultat de la interacció entre la competència del flux (magnitud i freqüència de riuades), el subministrament de sediments (proper i d'aigües amunt) i les alteracions/modificacions antròpiques (canvis usos del sol, extraccions àrids, etc.) (Leopold *et al.*, 1964). Totes aquelles alteracions que generin canvis en el règim hidrològic i sedimentari produiran una ruptura en l'equilibri dels processos morfo-sedimentaris. El riu buscarà un nou equilibri en base a la nova situació. L'assoliment d'un nou equilibri no és immediat i, després d'un *període de relaxació* en el que els efectes a l'alteració poden ser mínims (as per Petts i Gurnell, 2005), la cerca del nou equilibri pot generar efectes sobre la morfologia, sedimentologia i ecologia fluvial (e.g. Vericat i Batalla 2006; Batalla *et al.*, 2006; Rinaldi *et al.*, 2005; Wyzga *et al.*, 2011).

El tram mig del riu Segre ha sofert nombroses alteracions antròpiques que han modificat l'equilibri entre els processos físics i l'estat ecològic. Entre aquestes alteracions cal destacar les extraccions d'àrids i la construcció d'embassaments. Les extraccions d'àrids generen un impacte puntual amb efectes que es propaguen aigües amunt i avall degut al propi punt de ruptura topogràfic que l'extracció genera. Les extraccions d'àrids també redueixen la disponibilitat de sediments a la llera, de la mateixa manera que modifiquen l'estructura sedimentària i morfològica. Aquestes alteracions poden generar efectes sobre la disponibilitat dels recursos hídrics (e.g. sobredrenatge d'aqüífers) i sobre l'hàbitat fluvial (e.g. pèrdua de idoneïtat sedimentària per a la fresa dels peixos). Els embassaments alteren el règim hidrològic i específicament el de crescudes, al mateix temps que redueixen l'aportació de sediments. Aquestes alteracions generen, principalment, canvis morfològics (e.g. reducció amplada llera activa) i sedimentaris (e.g. cuirassament de la llera), que a la vegada poden afectar en l'ecologia fluvial. L'estudi morfològic abans i després de les alteracions mitjançant la comparació de fotografies aèries, conjuntament amb la caracterització del règim de crescudes per cadascun d'aquests períodes, permet analitzar la direcció i magnitud dels efectes, la distribució espacial, i la relació d'aquests amb el règim de crescudes.

En aquest context un dels objectius principals d'aquest treball és l'avaluació de la dinàmica morfològica del curs mig del Segre a partir de l'anàlisi de fotografies aèries històriques, actuals

i d'ortofotomapes. Es presenta un disseny metodològic integrat per a l'estudi de l'evolució morfològica de trams fluvial. L'estudi es compon de les següents tasques:

- a) Adquisició de fotografies aèries i ortofotomapes de diferents vols representatius de l'evolució morfològica del tram mig del Segre.
- b) Tractament de les imatges per a la seva georeferenciació i posterior anàlisi mitjançant un Sistema d'Informació Geogràfic.
- c) Identificació, delimitació i digitalització d'unitats sedimentàries al llarg del tram del Segre.
- d) Creació d'una base de dades cartogràfica digital i georeferenciada.
- e) Anàlisi evolutiu de les diferents unitats sedimentàries.

De tots els components del règim natural de cabals, els cabals màxims i.e. les crescudes són els que tenen un major significat geomorfològic. Les crescudes són crítiques en la formació i l'estabilitat de la llera, mantenint-la en un equilibri dinàmic, tan en secció com en planta. La magnitud, la freqüència, la variabilitat i la duració de les crescudes tenen implicacions en la granulometria dels materials transportats i sedimentats al llarg del corredor fluvial i en la remobilització (i.e. grau de dinamisme) del llit fluvial. L'avaluació de la dinàmica morfològica a partir de l'anàlisi de fotografies aèries històriques permet arribar a una diagnosi de la dinàmica actual del riu.

2 METODOLOGIA

2.1 Hidrologia i Règim de Crescudes

2.1.1 Dades i Punts de Control (i.e. valors ordinaris i màxims)

De manera prèvia a l'anàlisi, s'han identificat els punts de control hidromètric que permetin analitzar tan l'RNC com l'RMC, en relació a la seva ubicació i als seus anys de funcionament. En el cas del Segre aquests punts són quatre estacions d'aforament, dos embassaments i un canal, tots ells localitzats en el seu tram mig, entre Organyà i la confluència amb la Noguera Pallaresa (figura 1 i taula 1).

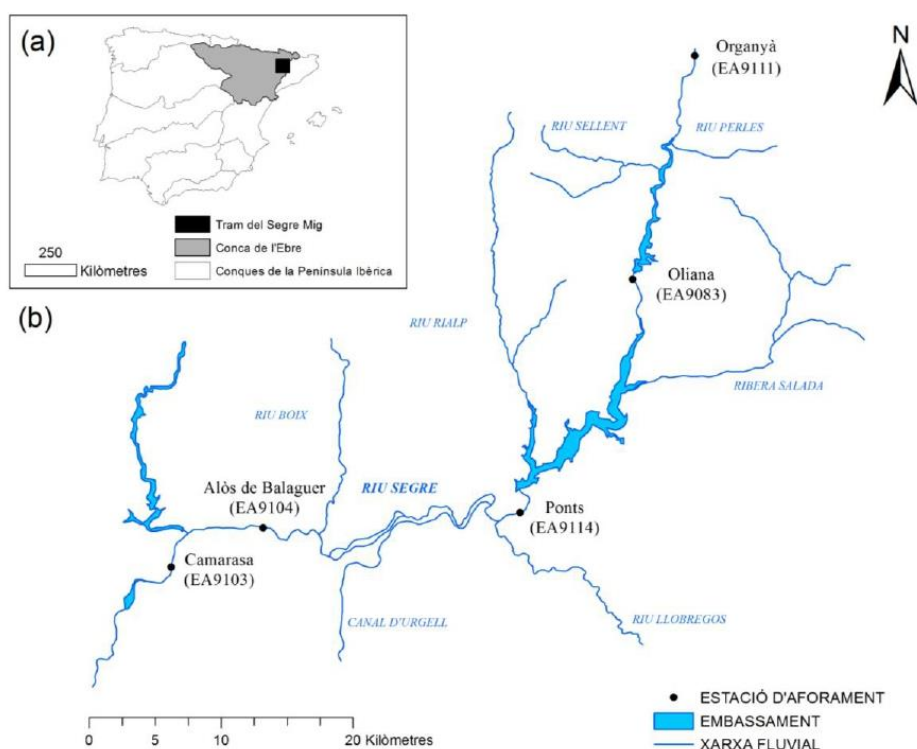


Figura 1: Mapa del tram mig del Segre amb la localització de les estacions d'aforament, els embassaments i el canal d'Urgell. Les estacions d'aforament s'identifiquen amb un punt.

Malgrat disposar de força punts de control hidromètric (taula 1), cal seleccionar aquells que proporcionin registres amb prou anys disponibles per garantir una bona representació del comportament hidrològic del tram; en aquest sentit resultarà més eficient per a l'anàlisi si els anys de les sèries completes de les diferents estacions seleccionades coincideixen el màxim possible. En el cas del Segre mig s'han estudiat diversos components de l'RNC i.e. quatre relacionats amb valors habituals i quatre en relació a valors màxims. L'objectiu és determinar els efectes dels embassaments sobre la dinàmica hidrològica (magnitud, freqüència,

estacionalitat, variabilitat i duració de les aportacions generals i de les crescudes). Per a cada component són necessàries les variables recollides a la taula 2.

Codi ¹	Punt de control	Tipus	Any d'inici	Estat actual
9111	Organyà	Estació aforament	1949	Operativa
9083	Oliana	Estació aforament	1952	Operativa
9114	Ponts	Estació aforament	1946	No operativa des de 1982
9104	Alòs de Balaguer	Estació aforament	1944	No operativa des de 1982
9862	Oliana	Embassament	1958	Operatiu
9876	Rialp	Embassament	1998	Operatiu
9411	Canal d'Urgell	Canal	1907	Operatiu

¹Codi de les Estacions d'Aforament (EA) de la Confederació Hidrogràfica de l'Ebre

Taula 1. Punts de control hidromètrics utilitzats per a estudiar els RNC i RMC del tram mig del riu Segre (veure localització a la figura 1).

Si és possible, cal fer un reompliment de les sèries de cabal per a millorar-ne el seu abast temporal. En el cas del mig Segre s'ha intentat aprofitar les sèries de cabal mig diari de les estacions d'aforament de Ponts i d'Alòs de Balaguer. La sèrie de Ponts s'ha completat amb els registres de cabal mig diari de la sortida de la presa de Rialb, donada la seva proximitat. Pel contrari, l'estació d'Alòs de Balaguer s'ha descartat ja que no ofereix resultats prou sòlids.

Etales	Components	Aspecte	Dades de partida
Cabals Habituals	Anuals i mensuals	Magnitud	Aportacions anuals o cabal mig diari (Q_m)
		Variabilitat	Aportacions mensuals o cabal mig diari (Q_m)
		Estacionalitat	Aportacions mensuals o cabal mig diari (Q_m)
	Diaris	Variabilitat	Cabal mig diari (Q_m)
Cabals Màxims	Crecudes	Magnitud i freqüència	Màxim Cabal instantani anual (Q_{ci}) Màxim Cabal mig diari (Q_c)
		Variabilitat	Màxim Cabal mig diari (Q_c)
		Estacionalitat	Màxim Cabal mig diari anual (Q_c)
		Durada	Màxim Cabal mig diari anual (Q_c)

Taula 2. Dades necessàries per a la caracterització hidrològica dels valors habituals i màxims d'un tram de riu.

A la taula 3 s'especifica el nombre d'anys complets, l'any d'inici i l'any final de la sèrie de dades utilitzades per cada interval. Com es pot observar cada estació té un registre d'anys diferent, fet que s'ha de tenir present a l'hora de treballar les dades conjuntament.

Anys	Organyà	Oliana	Ponts ¹
Anys Disponibles	51	50	42
Any inicial	1950	1952	1946
Any final	2005	2009	2009

¹ Sèrie hidrològica de Ponts (1946-1982) completada amb les sortides de Rialb (2000-2009)

Taula 3. Registres de dades en els punts de control hidromètric al tram mig del Segre.

2.1.2 Caracterització Hidrològica General

La metodologia emprada en la caracterització de l'estat hidrològic es basa en el treball 'Índices de Alteración Hidrológica en Ríos (IAHRIS)' de Martínez i Fernández (2006)¹ i completat amb el treball de Batalla *et al.* (2004). D'aquesta manera aquest treball proposa un conjunt d'índexs denominats d'Alteració Hidrològica (IAH) que permeten avaluar de manera objectiva els canvis dels principals elements el règim de cabals, sobretot d'aquells amb més transcendència geomorfològica. El procés consta de dues fases encaminades a i) la caracterització del règim natural de cabals (RNC) i.e. com ha situació de referència, i ii) l'avaluació de l'alteració hidrològica (RMC) en base als IAH. El resultat final és la valoració de l'estat hidrològic del tram en estudi, en aquest d'un riu regulat. L'IAHRIS troba com a una aplicació informàtica gratuïta, que permet obtenir:

- Paràmetres per a la caracterització del règim hidrològic d'un riu.
- Índexs que valoren el grau d'alteració del règim hidrològic.
- Criteris per assignar la condició d'alteració d'una massa d'aigua (Directiva Marc de l'Aigua).
- Escenaris de règims ambientals de cabals es poden generar a partir dels patrons de l'RNC.

La caracterització hidrològica s'estructura en dos blocs (veure la figura 2 i la figura metodològica de l'annex A), un primer (RNC), que analitza el règim de cabals, en el cas del Segre a partir del registre de l'estació d'Organyà (com a únic punt de control lliure de regulació en el conjunt del tram; i un segon bloc (RMC), on s'ha avaluat l'alteració de l'RNC per les diverses infraestructures dels valors dels cabals habituals i dels valors dels cabals màxims. Posteriorment s'analitza de manera particular el règim de crescudes donat el seu significat geomorfològic.

¹ Des de l'abril del 2010 l'IAHRIS és la referència metodològica de la Dirección General del Agua del Ministerio de Medio Ambiente.

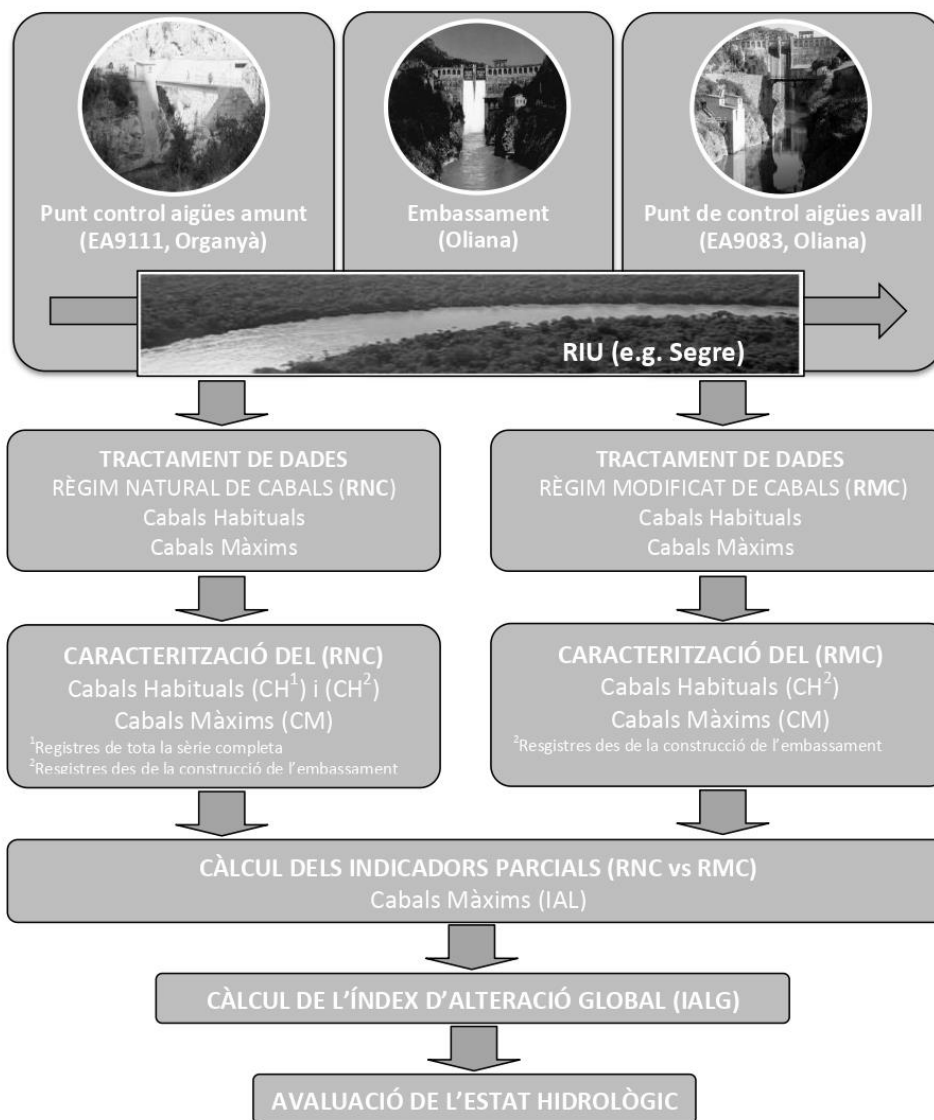


Figura 2. Diagrama per a l'avaluació de l'Alteració Hidrològica del RNC produïda per un embassament.

A tall de resum la figura 2 mostra el diagrama complet però per a l'avaluació de l'alteració de l'RNC en un tram de riu afectat per una infraestructura. Com a exemple es presenta el cas de la d'Oliana al tram mig del riu Segre.

2.1.2.1 Règim Natural de Cabals (RNC)

En aquest bloc es caracteritza el règim natural de cabals a partir de tota la sèrie de registres disponibles dels cabals mitjans diaris de l'estació d'Organyà, únic punt de control lliure de

d'alteracions hidrològiques. S'efectua una anàlisi dels valors anuals, mensuals i diaris amb l'objectiu de determinar les característiques bàsiques del règim hidrològic (i.e. magnitud, freqüència, estacionalitat, variabilitat i duració de les aportacions hídriques).

a. Magnitud, variabilitat i estacionalitat de les aportacions anuals i mensuals

Les aportacions anuals i mensuals no s'associen generalment de manera directa a processos geomorfològic, però aporten informació en el cas de rius regulats de l'efecte de les preses sobre les aportacions globals de l'any hidrològic. Els paràmetres que es tenen en compte son:

- *CH1.1. Magnitud* de l'escolament. S'analitza a partir de les aportacions mitjanes anuals i mensuals, calculant per a cada any la mitjana de les aportacions de la sèrie completa d'anys disponibles, i per a cada mes la mitjana de les aportacions mensuals de la sèrie completa d'anys disponibles sense realitzar cap diferenciació entre anys secs, normals i humits.
- *CH1.2. Variabilitat* intranual de l'escolament. S'analitza a partir de la diferència entre l'aportació mensual màxima i la mínima de l'any. Aquest valor respon al comportament del sistema fluvial sotmès al règim climàtic de la conca aigües amunt de l'embassament, i reflecteix l'amplitud hidrològica del riu (força alta en el cas del Segre). La variabilitat és important per als processos físics a la llera. La geometria de la llera del riu respon a l'energia dels cabals circulants i a la seva distribució en el temps, principalment durant crescudes i cabals alts.
- *CH1.3. Estacionalitat*. Fa referència als mesos de màxima i mínima aportació al llarg de l'any.

b. Variabilitat diària

La corba de cabals classificat o corba de freqüència de cabals permet analitzar la variabilitat diària. Aquesta corba mostra el tipus de règim d'un riu, indicant més torrencialitat quan més pendent sigui la corba. Aquest és l'instrument que millor representa la variabilitat de cabals al llarg de l'any, indicant el % de temps que, com a mitjana, un determinat cabal és igualat o superat. Aquesta corba permet identificar els valors mitjans i màxims de cabal en el conjunt del règim. Aquesta eina també permet comparar la durada dels cabals en entre diferents trams de riu i/o rius diferents.

- *CH2.1. Variabilitat diària*. Per a representar la variabilitat diària de cabals (VDC) és fa servir el quocient entre la diferència dels percentils 90% i 10% i la mediana (50%) (e.g. Puckridge *et al.*, 1998; Grown i Marsh, 2000):

$$\frac{(Q_{90} - Q_{10})}{Q_{50}} = VDC$$

2.1.2.2 Règim Modificat de Cabals (RMC)

En aquest bloc s'avalua el règim modificat dels cabals **Habituals (RMC-1)** i **Màxims (RMC-2)**, en l'exemple del Segre en relació als embassaments d'Oliana i Rialb, i posteriorment al canal d'Urgell. Per a fer aquest treball cal identificar dos punts de control per a cada embassament (aigües amunt i avall), si és possible amb la mateixa disponibilitat de dades. El grau d'alteració es relaciona amb (AL1.1) l'Índex de Regulació IR (Batalla *et al.*, 2004), pres com a indicador de la capacitat d'alteració de l'RNC per les preses. L'IR es representa com el quocient entre l'aportació anual mitja i la capacitat de l'embassament, expressat com una fracció adimensional.

RMC-1. Cabals Habituals (AL)

Etape centrada en la l'avaluació de l'alteració hidrològica per la regulació del règim dels cabals habituals (o mitjans).

a. Magnitud, variabilitat i estacionalitat de les aportacions anuals i mensuals

En el cas d'Oliana, disposem de l'estació d'Organyà aigua amunt, i l'estació d'Oliana aigua avall. A Rialb, l'estació d'Oliana passa a ser l'estació d'aigua amunt i el punt de control de la sortida de la presa de Rialb passa a ser el d'aigua avall; principalment busquem si la construcció o gestió d'aquestes infraestructures han alterat els valors del paràmetre estudiat. Els paràmetres que es tenen en compte per valorar l'alteració son (AL):

- AL1.2. *Magnitud* anual de l'escolament. Es calcula la mitjana anual de les aportacions en cada punt de control durant els anys previs a la construcció de l'embassament; d'aquesta manera permet, a posteriori, avaluar anualment si es produeix una distorsió en el règim circulant de les aportacions anuals respecte el règim natural, alteració que es produeix quant les entrades difereixen de les sortides en el còmput anual. Aquest fenomen és habitual sobretot després d'un episodi de sequera on els embassaments han quedat buits i sense reserves.
- AL1.3. *Variabilitat* mensual de l'escolament. Es compara el comportament hidrològic mensual dels dos punts de control calculant el coeficient de correlació dels registres mensuals (Batala *et al.*, 2004) (per exemple, un valor negatiu indica una inversió del règim de cabals).
- AL1.4. *Variabilitat* interanual de l'escolament. S'analitza a partir de la diferència entre l'aportació mensual màxima i mínima de l'any en situació de RNC i RMC.
- AL1.5. *Estacionalitat*. S'examina la desviació entre RNC i RMC entre els punts de control en relació al mes amb la màxima i la mínima aportació hídrica.

b. Variabilitat diària

- AL2.1. *Variabilitat diària*. Per a representar la variabilitat diària de cabals en règim modificat (VDC) és fa servir el quocient entre la diferència dels percentils 90% i 10% i

la mediana (50%). La relació entre VDC i VDC' indica el grau d'alteració del règim diari aigües avall de la presa.

RMC-2. Cabals Màxims (CM)

L'anàlisi dels cabals màxims (crescudes) es realitza en base a dos elements principals i) el màxim cabal mig diari anual (Q_c) i, si se'n disposa, el cabal màxim instantani anual (Q_{ci}) i, ii) el cabal màxim ordinari donat pel percentil d'excedència del 5% (Clausen i Biggs, 2000; Baeza *et al.*, 2003; Baker *et al.*, 2004; Batalla *et al.*, 2004) en una corba de cabals classificats. Les variables que s'han analitzat són:

- Magnitud i freqüència dels cabals màxims
- Variabilitat, estacionalitat, i durada dels cabals màxims (explicant en apartats successius)

Amb l'objectiu d'avaluar l'alteració dels embassaments sobre les crescudes, l'anàlisi fa ús d'indicadors d'alteració. Aquests indicadors treballen amb els registres de dades de dos punts de control, un situat aigües amunt i un altre aigües avall de l'embassament (per exemple, per a la presa de Rialb empram les sèries de dades de l'estació d'Oliana i les de la sortida de la presa de Rialb). En cada cas, l'anàlisi es basa en la comparativa dels paràmetres explicatius (e.g. cabal formatiu, cabal de la crescuda habitual, etc.) dels diferents aspectes (magnitud, freqüència, etc.) emprats per analitzar el règim de cabals entre els punts de control de cada embassament, utilitzant pel càlcul dels paràmetres només aquelles anys on les dues estacions guardin sèries complertes d'anys coincidents.

La desviació dels cabals màxims en RNC i en RMC s'ha examinat també a partir dels índexs proposats per Martínez i Fernández (2006) i Batalla *et al.* (2004) i aplicat en aquest treball només a crescudes. Aquests índexs relacionen les crescudes amb la dinàmica hidrosedimentària i permeten avaluar el grau de desviació en rius sotmesos a regulació. Finalment, s'han utilitzat una sèrie d'índexs per a mesurar el grau d'alteració dels cabals entre RNC i RMC. Els índexs d'alteració (IAL) utilitzats es defineixen com el quocient entre el valor del paràmetre RNC i en RMC. Aquests índexs segueixen recomanacions del CIS-WDF (2003) referent als EQR (*Ecological Quality Ratios*). L'estacionalitat no es pot expressar a través d'aquests IAL. Els IAL es mouen en el rang $0 > IAL < 1$, essent 0 l'expressió de l'alteració màxima i 1 l'absència d'alteració. Tot hi això hi ha la possibilitat que es superi la unitat ($0 > IAL > 1$), i en aquests casos se li assignarà el número invers (per exemple, l'índex de la magnitud del cabal bankfull per a l'embassament d'Oliana entre els anys 1958-2005 és de 1,10, en aquest cas se li assignarà l'invers que correspon a 0,91).

a. Magnitud - Freqüència

La magnitud i la freqüència de les crescudes són els elements responsables del manteniment de la forma i la geometria de la llera, i de mantenir la granulometria del substrat en equilibri dinàmic en relació al pendent del riu. La magnitud i la freqüència es poden caracteritzar a partir dels següents paràmetres:

- *CM1.1. Mitjana dels cabals màxims diaris anuals* ($\overline{Q_C}$), com a indicador de la magnitud i de la freqüència de les crescudes. La distribució al llarg del temps d'aquesta variable extrema permet definir els períodes de recurrència hidrològica del punt de control en cada tram del riu estudiat.
- *CM1.2. Cabal Formatiu* o *Generador* (Q_{Bank}) correspon al cabal geomorfològicament dominant que conforma la geometria del canal principal ple o *bankfull*. Aquest cabal es pot estimar a partir de formules estadístiques a partir de cabals màxims diaris anuals; a més d'aquestes equacions empíriques hi ha la possibilitat d'estimar el cabal, també anomenat cabal de màxima crescuda ordinària, a partir de la geometria del canal, de la presència de vegetació perenne i de les característiques granulomètriques del llit i dels marges (e.g. Williams 1978), entre d'altres elements fluvials. El CEDEX al seu manual '*Aspectos prácticos de definición de la máxima crecida ordinària*' (MIMAM, 2003) proposa l'expressió següent per al càlcul de la Màxima Crescuda Ordinària (Q_{MCO}):

$$Q_{MCO} = (Q_C) \times (0.7 + 0.6 \times CV(Q_C)) \cong Q_{Bank}$$

on

Q_{MCO} = Cabal corresponent a la Màxima Crescuda Ordinària

Q_{Bank} = Cabal *bankfull*, de llera plena o formatiu

(Q_c) = Mitjana de la sèrie de cabals màxims mitjans diaris anuals (si és possible, és recomanable l'ús del Q_{ci}).

$CV(Q_c)$ = Coeficient de variació de la sèrie de màxims cabals mitjans diaris anuals

- *CM1.3. Crescuda Habitual*, presa com a paràmetre que delimita l'inici del transport de materials fins (< 2 mm) de la llera del riu, emprat per diversos autors com el cabal mínim necessari per considerar un augment del cabal circulant com una crescuda (e.g. Schmitd i Potyondy, 2004). Amb aquest objectiu s'ha escollit el percentil del 5% de la corba de cabals classificats per discriminar el cabal de crescuda habitual (Clausen i Biggs, 2000; Baeza *et al.*, 2003; Baker *et al.*, 2004; Batalla *et al.*, 2004). Aquest percentil representa el cabal igualat o superat 18 dies a l'any, essent ja un fenomen de certa magnitud i de recurrència.

Els índexs d'alteració (*I_{AL}*) permeten avaluar la desviació entre paràmetres que designen la magnitud i la freqüència de crescudes aigües amunt i avall de de l'embassament (i/o abans i després de la construcció d'una presa en el mateix punt de control):

- *I_{AL1.1. Índex de les Crescudes Màximes}*: Avalua el grau d'alteració en el valor mig de les crescudes màximes:

$$I_{AM} = \frac{\overline{(Q_c)_{RMC}}}{\overline{(Q_c)_{RNC}}}$$

on,

$\overline{(Q_C)}_{RMC}$ = Mitjana dels màxims cabals mitjans diaris anuals de la sèrie disponible en RMC.

$\overline{(Q_C)}_{RNC}$ = Mitjana dels màxims cabals mitjans diaris anuals de la sèrie disponible en RNC.

Es pot considerar indicatiu també de l'alteració en la freqüència d'aquestes avingudes, atesa la relació existent entre Q_c (o Q_{ci} en el seu cas) i el període de retorn. En el cas que es disposi de registres de cabals màxims instantanis (Q_{ci}) en dues estacions de control aigües amunt i avall de la presa podem aplicar el mateix índex per a crescudes amb períodes de retorn concrets e.g. $T_{5,10,25,50}$, on T expressa el període de retorn en anys.

- *IAL1.2.Índex del Cabal Bankfull (o formatiu):* Avalua el cabal responsable de la forma de la llera i el processos de transport:

$$I_{Bank} = \left(\frac{Q_{BankRMC}}{Q_{BankRNC}} \right)^{0.5}$$

on,

$Q_{BankRMC}$ = Cabal *bankfull* (o formatiu) corresponent al règim alterat

$Q_{BankRNC}$ = Cabal *bankfull* (o formatiu) corresponent al règim natural

- *IAL1.3.Índex de les Crescudes Habituals:* Avalua l'alteració en el valor de la crescuda habitual entre els dos règims.

$$I_{CH} = \frac{Q_{H_RMC}}{Q_{H_RNC}}$$

on,

Q_{H_RMC} = Crescuda habitual en règim alterat

Q_{H_RNC} = Crescuda habitual en règim natural

b. Variabilitat - Estacionalitat - Duració

La variabilitat interanual juga un paper director en la dinàmica geomorfològica dels rius. Per exemple, Thoms i Sheldon (2002) constaten les afeccions derivades d'una pèrdua de variabilitat, destacant a nivell geomorfològic la modificació dels processos d'erosió i sedimentació, la reducció de la funcionalitat dels meandres, i la pèrdua de variabilitat hidràulica a la llera i en la plana d'inundació. L'estacionalitat pren interès geomorfològic en el moment que aquestes alteracions produeixen canvis en la dinàmica hidrosedimentària en confluències per la pèrdua de sincronia amb els tributaris (Brizga *et al.*, 2001). Les alteracions en la dinàmica hidrosedimentària derivades de distorsions en la duració de les avingudes pot produir la pèrdua de ràpids com a hàbitats de qualitat (Poff *et al.*, 1997) o canvis geomorfològics com el tall de meandres o les migracions laterals (Richter i Richter, 2000). Finalment, una menor durada de les crescudes implica una menor capacitat erosiva, de

transport de sediments i sedimentària. La caracterització d'aquests elements hidrològics dels següents paràmetres:

- CM2.1.Variabilitat: Coeficient de variació dels màxims cabals diaris anuals i.e. CV (Q_c)
- CM2.2.Variabilitat: Coeficient de variació dels cabals corresponents a la crecuda habitual CV ($Q_{5\%}$)
- CM2.3.Estacionalitat: Nº de dies al mes amb cabals mitjos diaris superiors al $Q_{5\%}$
- CM2.4.Durada: Màxim número de dies consecutius amb un cabal mig diari superior al $Q_{5\%}$

El grau d'alteració d'aquests paràmetres s'han analitzat, com en el cas de la magnitud i la freqüència, amb un seguit d'Índexs d'Alteració (IAL) que mesuren el canvi agües avall de les preses.

- IAL2.1.Índex de Variabilitat de les crescudes màximes diàries anuals:

$$I_{VarQ_c} = \frac{CV(Q_c)_{RMC}}{CV(Q_c)_{RNC}}$$

on,

$CV(Q_c)_{RMC}$ = Coeficient de variació de la sèrie de màxims cabals mitjos diaris anuals corresponents a RMC

$CV(Q_c)_{RNC}$ = Coeficient de variació de la sèrie de màxims cabals mitjos diaris anuals corresponents a RNC

- IAL2.2.Índex de Variabilitat de les Crescudes Habituals:

$$I_{VarCh} = \frac{CV(Ch)_{RMC}}{CV(Ch)_{RNC}}$$

on,

$CV(Ch)_{RMC}$ = Coeficient de variació de la sèrie de valors corresponents a la crecuda habitual en RMC

$CV(Ch)_{RNC}$ = Coeficient de variació de la sèrie de valors corresponents a la crecuda habitual en RNC

- IAL2.3. Índex d'Estacionalitat de Crescudes:

$$I_{\text{Esta}} = 1 - \left[\frac{(N_{\text{mesos amb n dies}} = 0 \text{ en R.Alterat } - i \text{ } N_{\text{dies}} \neq 0 \text{ en R.Natural})}{12} \right] + \left[\frac{(N_{\text{mesos amb n dies}} \neq 0 \text{ en R.Alterat } - i \text{ } N_{\text{dies}} \text{ en R.Natural})}{12} \right]$$

on,

$N_{\text{mesos amb n dies}} = 0 \text{ en RMC } - i \text{ } N_{\text{mesos amb n dies}} \neq 0 \text{ en RNC}$: Número de mesos del RMC sense cap dia amb un cabal superior al Cabal de Crescuda Habitual (Q_{4i}) mentre que en el RNC si que s'observa dins en el mateix mes un cabal superior al Cabal de Crescuda Habitual .

$N_{\text{mesos amb n dies}} \neq 0 \text{ en RMC } - i \text{ } N_{\text{mesos amb n dies}} = 0 \text{ en RNC}$: Número de mesos del RMC que contenen algun dia amb un cabal superior al Cabal de Crescuda Habitual ($Q_{5\%}$) mentre en el RNC no en trobem cap .

- IAL2.4. Índex de durada de crescudes

$$I_{\text{Duració}} = \frac{(Max_{\text{ n dies amb } Q > Q_{5\%}})_{\text{RMC}}}{(Max_{\text{ n dies amb } Q > Q_{5\%}})_{\text{RNC}}}$$

On

$Max_{\text{ n dies amb } Q > Q_{5\%}}$: Quantitat màxima de dies consecutius amb un $Q > Q_{5\%}$

Correspon al quocient entre el nº màxim de dies amb un Q superior al $Q_{5\%}$ en règim alterat amb el règim natural.

2.1.3 Índex d'Alteració Global (IALG)

Una vegada han estat caracteritzats els diferents aspectes hidrològics objecte d'anàlisi i calculats els índexs d'alteració corresponents, cal integrar-los per obtenir una valoració global (i.e. Índex d'Alteració Global – IALG). A la figura 3 s'observa que el valor assignat a qualsevol índex en RNC és 1. La representació gràfica de la sèrie de valors de la taula 4 en un pla amb tants eixos com índexs, donaria com a resultat dos polígons: i) el de la línia blava correspon als valors obtinguts per règim natural (1 per a tots ells) i, ii) el de la línia vermella als valors dels índexs d'alteració parcials obtinguts en RMC de cada variable analitzada ($a_1 - a_j - a_k - a_l - a_m - a_n - a_o$ respectivament). Donada una seqüència determinada d'índexs d'alteració (que en aquest cas tenim: IAL1.1. – IAL1.2. - IAL1.3. – IAL2.1.– IAL2.2.– IAL2.3. - IAL2.4.), l'Índex d'Alteració Global (IALG) es calcula com el quocient entre l'àrea definida pel polígon de RNC i el de l'àrea de RMC.

Codi Índex	Valor index	Valor del RNC
IAL1.1.	a_i	1
IAL1.2.	a_j	1
IAL1.3.	a_k	1
IAL2.1.	a_l	1
IAL2.2.	a_m	1
IAL2.3.	a_n	1
IAL2.4.	a_o	1

Taula 4: Càlcul de l'Índex de Alteració Global (IALG) a partir dels diferents índexs parcials.

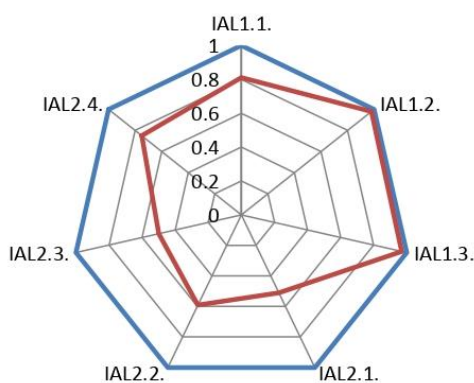


Figura 3: Representació gràfica de la dispersió entre índexs en RNC i RMC (i.e. línia blava correspon als valors obtinguts per règim natural i la línia vermella als obtinguts en règim alterat).

L'Índex d'Alteració Global (IALG) es calcula a partir de l'equació:

$$IALG = \frac{S_{RMC}}{S_{RNC}} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{2} a_i * a_i + 1 * \text{sen} \frac{2\pi}{n}}{n * \left[\frac{1}{2} \text{sen} \frac{2\pi}{n} \right]} = \dots = \frac{(\sum_{i=1}^n a_i)^2 - \sum_{i=1}^n a_i^2}{n(n-1)}$$

on,

S_{RMC} = superfície definida pel polígon en RMC

S_{RNC} = superfície definida pel polígon en RNC

a_i = el valor resultant que pren cada índex alteració parcial

n = nombre d'índexs d'alteració parcial que avaluen un aspecte del règim de cabals (en aquest cas 7)

2.1.4 Definició de l'Estat Hidrològic

Amb l'objectiu d'oferir una valoració no només quantitativa sinó també qualitativa del grau d'alteració hidrològica d'un tram de riu, es proposen cinc nivells o estats hidrològics, definits

seguint les recomanacions respecte a nivells i assignació de colors recollits en el document CIS-WFD (EU Common Implementation Strategy -CIS for the Water Framework Directive –WFD, 2003) en el seu epígraf 2.6 per a la classificació de l'estat ecològic a partir dels Ecological Quality Ratios (EQR). En aquest treball s'ha adoptat una distribució equitativa de les cinc classes proposades entre 0 i 1. La taula 5 resumeix els criteris de representació i d'assignació dels diferents estats d'alteració hidrològica deduïts a partir dels diferents índexs parcials:

ESTAT D'ALTERACIÓ HIDROLÒGICA, Índex Parcials (IAL)				
BAIX	MODERAT	IMPORTANT	SEVER	MOLT SEVER
0,8 < IAL ≤ 1	0,6 < IAL ≤ 0,8	0,4 < IAL ≤ 0,6	0,2 < IAL ≤ 0,4	0 ≤ IAL ≤ 0,2

Taula 5. Escala de colors i valors corresponents dels índexs d'alteració parcials (IAL) pels diferents estats hidrològics.

Respecte a l'Índex d'alteració global (taula 6) s'obtenen els següents criteris de representació i d'assignació (cal recordar la relació quadràtica existent entre els índexs d'alteració parcials i globals):

ESTAT D'ALTERACIÓ HIDROLÒGICA, Índex Globals (IALG)				
BAIX	MODERAT	IMPORTANT	SEVER	MOLT SEVER
0,64 < IALG ≤ 1	0,36 < IALG ≤ 0,64	0,16 < IALG ≤ 0,36	0,04 < IALG ≤ 0,16	0 ≤ IALG ≤ 0,04

Taula 6. Escala de colors i valors corresponent a l'índex d'alteració global (IALG) per als diferents estats hidrològics.

2.1.5 Caracterització d'Hidrogrames de Crescuda

La disponibilitat de dades fiables és un requisit indispensable per a qualsevol tipus d'anàlisi hidrològic, en particular, d'aquell relacionat amb esdeveniments extrems, en els que l'error, i la presència i/o absència d'una dada concreta, pot alterar notablement la magnitud i freqüència amb la que es qualifiqui finalment un esdeveniment. L'objectiu d'aquest apartat es caracteritzar i analitzar les crescudes com a element generador de processos morfosedimentaris. Amb aquest propòsit s'han analitzat parelles d'hidrogrames, registrats aigües amunt i avall de l'impacte, en aquest cas els embassaments d'Oliana i Rialb. Els hidrogrames s'han classificat en dos grups en funció de la seva potencial repercussió sobre la geomorfologia del riu. Per un costat hi ha les **crescudes ordinàries** amb cabals superiors al percentil d'excedència del 5% de la corba de cabals classificats considerades d'alta freqüència (Clausen i Biggs, 2000; Baeza *et al.*, 2003; Baker *et al.*, 2004; Batalla *et al.*, 2004); i per un altre tenim les **crescudes extraordinàries** que es prenen com aquelles amb cabals superiors al cabal de llera plena (*bankfull*, o formatiu), que tenen un període de retorn més elevat (inferior a 2 anys). L'anàlisi s'ha portat a terme a partir de les dades de cabal de freqüència quinceminutal (i.e. registre actualment actiu i que funciona des del gener del 1997 mitjançant el SAIH) disponible a les estacions d'Organyà i Oliana, i des del 2004 a la sortida de l'embassament de Rialb; i en el cas de la crescuda del novembre del 1982 les dades de cabal tenen una freqüència horària (font: Puigdefàbregat, 1983).

L'estació d'aforament d'Organyà (EA9111) és el punt de control on s'ha pogut definir el $Q_{5\%}$ i Q_{Bank} sense alteració de l'RNC de tot el tram, ja que està aigües amunt dels embassaments i, a més a més, recull una sèrie de 51 anys de cabals (1950-2005). Les crescudes ordinàries tenen cabals prou grans per activar el transport del sediment a la llera del riu però sense capacitat suficient per definir de nou la geometria de la secció transversal ni el patró general de drenatge. En canvi, els cabals de les crescudes extraordinàries aporten prou energia al sistema per trencar l'equilibri del patró morfològic de referència definit pel nivell *bankfull*. El cabal corresponent a les crescudes extraordinàries dels registres d'Organyà serveixen com a llindar per identificar aquells cabals que ompliran el canal del riu arribant a ocupar parcialment o totalment la plana d'inundació, caracteritzats per aportar màxima eficiència en la dinàmica geomorfològica del sistema. La tasca principal d'aquesta anàlisi és l'estudi de parelles d'hidrogrames, aigües amunt i avall de l'embassament, per tal d'identificar i relacionar: i) l'estacionalitat, ii) la variació de la magnitud del pic de l'hidrograma, iii) el comportament de l'ona de l'avinguda enfront unes condicions de inicials i, iv) la variació de la forma de l'hidrograma de sortida.

2.2 Dinàmica Fluvial

En aquest apartat es descriuen els materials i mètodes emprats per al tractament de les fotografies aèries, així com la descripció de la tipologia d'unitats morfològiques utilitzada per fer l'anàlisi evolutiu (veure la figura metodològica de l'annex B),.

2.2.1 Elecció de les Fotografies Aèries i els Ortofotomapes

L'elecció de les fotografies aèries està determinat pel nombre de períodes temporals que es vulguin analitzar i, amb major mesura, per la disponibilitat d'imatges. En el cas de que es disposi de més d'una fotografia per a cadascun dels períodes que es vulgui analitzar serà necessari tenir en compte:

- (a) el regim de crescudes entre les diferents opcions (i.e. més episodis competents → més dinàmica morfològica),
- (b) la qualitat de les fotografies (e.g. altura vol o resolució píxel),
- (c) la tipologia (e.g. blanc in negre, color) i, finalment
- (d) el format en el que es poden adquirir (i.e. paper o digital).

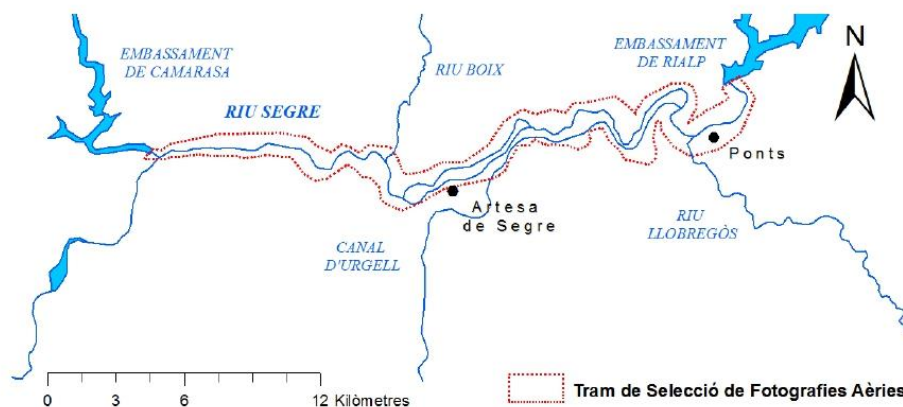


Figura 4. Tram seleccionat per a l'estudi del diagnòstic sedimentari Segre Mig. Recorregut delimitat pels municipis de Ponts, aigües avall de l'embassament de Rialp, i el d'Alós de Balaguer, just aigües amunt de l'Estret del Mu, congost que porta a la confluència amb la Noguera Pallaresa.

En el cas del mig Segre, s'ha fet la cerca de fotografies (i.e. contactes) que englobin el tram que transcorre des de l'embassament de Rialp fins l'embassament de Camarasa (Figura 4). De manera específica, aquests han estat els criteris emprats en la selecció de fotografies aèries per aquest estudi:

- Abast: de l'embassament de Rialp a l'embassament de Camarasa.
- Periodicitat: sèries separades per intervals temporals inferiors a 10 anys, o que coincidissin amb la posada en funcionament d'un embassament, o fossin realitzades just després d'una gran crescuda.

- Tipologia i format: fotografies aèries en format paper, digital i ortofotomapes digitals.
- Escala: valor mínim d'e 1:32.000; mínima variabilitat possible entre escales per tal de mantenir les incerteses de càlcul entre fotografies.

La taula 7 recull els criteris de selecció per a l'adquisició de les fotografies aèries i ortofotomapes.

Any	Escala	Format	Tipologia	Vol (Data)	Proveïdor/Lloc cerca
1956-57	1:30000	Paper	Fotografies aèries	21/04/1957 i 29/06/1957	Universitat de Geologia (UB)
1975	1:18000	Paper	Fotografies aèries	Octubre 1975	Institut Cartogràfic de Catalunya
1982-83	1:13500	Paper	Fotografies aèries	14/12/1982 i 02/02/1983	Institut Cartogràfic de Catalunya
1992-93	1:22000	Paper	Fotografies aèries	14/07/1992 i 20/06/1993	Institut Cartogràfic de Catalunya
1999	1:32000	Paper	Fotografies aèries	10/08/1999	Institut Cartogràfic de Catalunya
2008	1:5000	Digital	Ortofotomapes	Desembre 2008	Institut Cartogràfic de Catalunya

Taula 7. Criteris de selecció per a l'adquisició de fotografies aèries i ortofotomapes

En total s'han adquirit 41 contactes que posteriorment han estat escanejats amb un escàner d'alta resolució (600 dpi). Aquests contactes han estat georeferenciats mitjançant un Sistema d'Informació Geogràfica (SIG).

2.2.2 Georeferenciació de les Fotografies Aèries

Per a la georeferenciació de les imatges s'ha utilitzat l'extensió *Georeferencing* de l'ArcMap 9.3[®]. Tot i això, en l'actualitat existeix un seguit de programari lliure que permet desenvolupar aquestes tasques seguint els mateixos algorismes de pots-procés. La correcció s'ha realitzat sota una òptica bidimensional utilitzant punts de control (i.e. GCP) coincidents entre fotografies. El número de punts de control oscil·la entre 22 i 87 per imatge. La variabilitat en el nombre de GCPs està influenciada per la presència d'elements fixes coincidents, sent menor en zones agrícoles i boscoses on es dificil realitzar aquesta identificació. S'ha obtingut la coordenada geogràfica d'aquests punts de control mitjançant l'ortofotomapa de 2008 (en aquest treball l'anomenarem ortofotomapa de base; taula 7). El sistema de coordenades utilitzat ha estat l'UTM (31N) amb el sistema de referència ED50 i l'el·lipsoide de Hayford de 1924. Les coordenades de localització X-Y dels píxels corresponents als punts de control per a cadascuna de les imatges digitals han estat transformades a coordenades UTMX-UTMY. Per a la transformació s'han utilitzat mètodes de transformació no polinomials: *Spline* i *Adjust*. Mitjançant la transformació *Spline* es realitza un triangulació entre els GCPs, el que permet transformar les coordenades en base a models de transformació locals enlloc d'un model conjunt per a tota la imatge. El mètode *Adjust* optimitza la precisió de la transformació al

voltant dels punts de control i també a les zones allunyades d'aquests. El procés de transformació d'aquest mètode consta de dues fases: (a) aplicació d'una primera transformació global en base a un polinomi i utilitzant tan sols una part dels GCPs i, posteriorment, (b) ajust de la transformació al voltant dels punts de control mitjançant una triangulació entre aquests utilitzant la resta de GCPs (aquest segona transformació es similar a la que es realitza a la del Spline; mes detalls a la documentació d'ArcMap®). El resultat ha estat l'obtenció d'imatges geomètricament corregides a una mida de píxel que oscil·la de 1,5 × 1,5 metres a 3 × 3 metres.

El procés de correcció de les fotografies aèries implica certs errors i incerteses de càlcul. Pel que fa a les incerteses, tot i que és difícil quantificar la seva influència, és necessari que siguin considerades per tal d'avaluar i certificar la qualitat dels resultats. En el cas d'aquest treball, les principals incerteses recauen en (a) la distorsió de les imatges en el moment de ser escanejades, (b) la precisió de la localització dels punts de control i (c) la no consideració dels efectes del relleu sobre la georectificació. Per tal de minimitzar el màxim la distorsió de les imatges durant el procés d'escaneig s'ha utilitzat un escàner d'alta resolució d'impremta escanejant a una resolució de 600 dpi. La precisió en la localització dels GCPs estarà, en major mesura, determinada per la resolució de l'ortofotomapa de base: l'ortofotomapa a partir del que es seleccionen i s'obtenen les coordenades de cada punt de control. Específicament, influenciarà la mida real dels punts de control en relació a la mida de píxel de l'ortofotomapa de base. Si els elements coincidents entre fotografies no són nítids degut a que la mida d'aquests és inferior a la mida de píxel, la qualitat de la coordenada dels GCPs serà menor i, conseqüentment, l'error de transformació podria no només estar influenciat pel model de transformació utilitzat, sinó també per la incertesa de les coordenades de control. En el cas d'aquest estudi aquesta consideració s'ha tingut en compte mitjançant l'elecció de GCP nítids en tot el rang d'escales de treball, reduint així els graus d'incertesa del procés de transformació. Per últim, degut a que es tracta d'un estudi morfològic en el que la variabilitat o complexitat topogràfica al voltant de la llera és mínima, es considera que els errors de georectificació associats al relleu en les zones d'anàlisi són relativament baixos i no afecten substancialment els resultats de l'estudi evolutiu.

La qualitat de la transformació s'ha avaluat mitjançant l'Error Mig Quadràtic dels residuals de cadascun dels GCPs (EMQ o també conegut com RMSE):

$$EMQ = \sqrt{\frac{e_1^2 + e_2^2 + \dots + e_n^2}{n}}$$

on e_i és l'error del GCPi calculat com la diferència entre la localització real del GCPi i l'obtinguda per al mateix punt un cop la fotografia està transformada. L'error e_i correspon a un vector (x_i, y_i) que indica la discrepància (e_{x_i}, e_{y_i}) en la localització del GCPi en una fotografia georeferenciada en base a les coordenades reals del mateix.

Els EMQs tindran com a unitat el metre en el cas que s'utilitzin coordenades UTM per a la localització dels GCPs. Tot i això, es necessari remarcar que l'EMQ no correspon a l'error absolut de transformació de la fotografia. Tal i com s'ha indicat anteriorment, hi ha diferents factors que controlen el grau d'incertesa d'aquest procés i, conseqüentment, determinaran

conjuntament amb l'EMQ l'error total de transformació. L'EMQ dels 41 contactes georeferenciats oscil·la entre 0,1 i 1,24, amb una mitjana de 0,3 metres i una desviació estàndard de 0,28 m. La mitjana de l'EMQ oscil·la entre el 10% i el 20% de la mida de píxel de les fotografies un cop georeferenciades.

Per a l'elecció de les fotografies aèries es necessari considerar (a) la seqüència temporal en la que l'estudi evolutiu es vol realitzar en base al règim de crescudes i les alteracions entre períodes, (b) la qualitat dels contactes, i (c) la tipologia i format d'aquests. Les fotografies es georectifiquen mitjançant punts de control (i.e. GCP) que es poden identificar a la fotografia origen i dels que es sap la coordenada de localització. Un cop feta la transformació s'obté l'error mig quadràtic d'aquesta però també es necessari fer un anàlisi de les incerteses en el procés de georeferenciació: (a) distorsió de les imatges en el moment de ser escanejades, (b) precisió de la localització dels punts de control i (c) no consideració dels efectes del relleu sobre la georectificació. Un cop les imatges estan georeferenciades es pot realitzar la cartografia necessària per a l'estudi morfològic, previ a la identificació i classificació de les unitats morfològiques a representar.

2.2.3 Classificació i Tipologia de les Unitats Morfològiques

Els criteris utilitzats per a la identificació visual d'**unitats morfològiques** es basen amb i) la forma, ii) la mida, iii) l'estructura, iv) la textura, v) la tonalitat i vi) els colors (e.g. Carre, 1974). Un cop identificades les unitats s'han cartografiat en planta amb l'objectiu de delimitar-les i calcular la seva extensió. La cartografia s'ha realitzat a partir d'una escala de treball única per a tots els contorns, mantenint així, l'exactitud en la delimitació dels polígons. En el cas d'aquest estudi s'ha treballat a una escala 1:5000. A partir d'aquesta cartografia s'ha creat un arxiu *.shp poligonal en el que cada unitat té un codi únic i de classificació. Cadascuna de les unitats s'ha classificat en base a una tipologia prèviament acordada i descrita. Aquesta tipologia s'ha obtingut a partir de la proposta de Campy i Macaire (1989) i tenint en compte els objectius específics del treball i la qualitat de la informació de base. La taula 8 presenta la descripció i nomenclatura de les unitats morfològiques utilitzades en el procés d'identificació i d'interpretació visual.

Els arxius *.shp són arxius de dades espacials en els que les diferents formes geomètriques cartografiades (i.e polígons en el cas d'aquest estudi) estan georeferenciades i associades a una taula que inclou l'identificador de cadascuna d'aquestes, a l'igual que altres característiques tan numèriques com alfanumèriques que poden ser úniques o comunes si s'escau. Aquests arxius poden ser visualitzats, editats i analitzats en la majoria de SIGs. Així, per exemple, si es disposa de la cartografia d'una barra fluvial durant diferents períodes es pot analitzar la seva evolució, el percentatge de pèrdua d'àrea activa, la superfície colonitzada per la vegetació de ribera etc. En aquest estudi s'ha utilitzat la fotografia del 1956-57 com a base per a la identificació d'unitats morfològiques. L'evolució d'aquestes s'ha realitzat comparant la

cartografia obtinguda en períodes subseqüents. Tan la cartografia com l'anàlisi temporal posterior s'ha realitzat amb ArcMap 9.3®.

NOMENCLATURA	CODI	DESCRIPCIÓ
Aigües Baixes	AB	Unitat que delimita el canal d'aigües baixes, l'àrea ocupada per l'aigua en condicions de cabal mig.
Barra Central Activa	BCA	Barres (i.e. diposit sedimentari en condicions de cabal mig) situades en el centre de la llera, envoltades de dos lleres actives i amb presència de sediments i poca vegetació. Es caracteritzen per la presència de materials mòbils durant crescudes freqüents i de magnitud moderada.
Barra Central Vegetada	BCV	Barres centrals sense activitat sedimentaria i colonitzades per la vegetació.
Barra Lateral Activa	BLA	Barres actualment actives situades a un dels marges de la llera. Tan sols hi ha un canal actiu en situació cabal mig. Aquestes barres poden passar a ser centrals en situacions de crescuda.
Llera Activa	LLA	Superfície que resta inundada en cabals de recurrència freqüent però no extrems. De manera general es pot dir que coincideix en el cabal associat a nivells de canal ple (i.e. bankfull). Superfície que inclou el(s) canal(s) d'aigües baixes i les barres actives.
Màxima Extensió Inundada	MAXI	Màxima ocupació de la làmina d'aigua sobre el territori fluvial durant una crescuda de magnitud no ordinària.
Vegetació Ribera	VEG	Ocupació natural als marges de la llera per vegetació de ribera.
Zona Activa Sedimentaria	ZAS	Zona amb activitat sedimentaria que el riu arriba a ocupar molt esporàdicament en ocasions de crescudes molt excepcionals i extraordinàries (alta magnitud i baixa freqüència). Aquesta zona inclou barres actives i tots els lòbuls de sedimentació (després de grans crescudes) ubicats tan a la llera activa com en les planes al·luvials.
Conreus	CON	Part de la llera ocupada per cultius sense modificar la seva forma bàsica. Aquesta pertorbació (impacte) redueix l'àrea activa prèvia a l'ocupació.

Taula 8. Tipologia i descripció de les unitats morfològiques utilitzades en el procés d'interpretació visual de les fotografies aèries.

Any	Data del vol	Cabal mig (m ³ /s) ^a
1956-57	21/04/1957	6,5
	29/06/1957	52
1975	Octubre 1975 ¹	10,5 (6-16) ²
1982-83	14/12/1982	55 ³
	02/02/1983	20 ³
1992-93	14/07/1992	26,5
	20/06/1993	22,75
1999	10/08/1999	14,25
2008	Desembre 2008 ¹	7,4 (3,6 a 18,8)

^a Cabal a les estacions d'aforament d'Oliana (per al període anterior a l'any 2000) i Rialb (per al període posterior a l'any 2000).

¹ No es disposa del dia exacte, cabal mensual.

² Entre parèntesis el valor mínim i màxim per al període

³ Dades de sortida de l'embassament d'Oliana, l'estació d'aforament d'Oliana no operativa

Taula 9. Cabals registrats en el moment de l'obtenció de les fotografies aèries (Font dades cabal: CEDEX, 2010).

La identificació de les **unitats morfològiques** i tots els càlculs que se'n deriven estan influenciats per les condicions de cabal en el moment de l'obtenció de les fotografies aèries. L'evolució del nombre d'unitats i l'extensió d'aquestes podria ser erroni al comparar períodes on el cabal circulant es significativament diferent. La taula 9 mostra les condicions de cabal del tram d'estudi per a cada període d'anàlisi. Pel contrari, per a les fotografies de l'any 1975 i 2008 tan sols s'ha obtingut el mes en el que es va realitzar la fotografia. En aquests tres casos es presenta el cabal mig del mes i el valor màxim i mínim mensual com a indicador de la variabilitat del cabal. El valors de la taula 9 mostren com les fotografies es van obtenir en cabals baixos (del 10% al 32% del valor *bankfull*, veure taula 10), relativament similars i en cap cas en situació de crescuda (cabals elevats → menys superfície visible).

Per a la cartografia geomorfològica es necessari seleccionar i descriure la tipologia d'unitats morfològiques a identificar en cadascuna de les fotografies aèries. Un cop identificades, son cartografiades i codificades. Es necessari mantenir l'escala en la que es realitza la cartografia per no modificar l'exactitud en la identificació d'aquestes. La cartografia permet el càlcul d'extensions i superfícies per cadascun dels períodes d'anàlisi que poden ser comparats subseqüentment per estudiar els canvis al llarg del període d'estudi i en relació a les crescudes i/o impactes.

3 RESULTATS (l'exemple del Segre)

3.1 Caracterització Hidrològica General

3.1.1 Règim Natural de Cabals (RNC)

Aquest apartat, de menor rellevància dins del camp de la dinàmica hidrosedimentària del riu (cabals habituals) s'ha desenvolupat àmpliament en l'annex A, deixant una síntesis dels resultats més destacats a continuació.

Les aportacions anuals al mig Segre assoleixen un màxim mig anual de 982 hm³ a l'estació de Ponts (de la mitjana dels anys disponibles entre 1946-2009), amb una amplitud hidrològica interanual a Ponts de 166 hm³ evidenciant un increment en el volum d'aigua superficial circulant a l'augmentar la superfície de la conca.

L'embassament d'Oliana, el pantà de Rialp i el canal d'Urgell han regulat des de la seva posada en funcionament el cabal del riu Segre, alterant el règim natural de cabals (RNC).

- **Oliana:** Tot i el baix grau d'embassament d'Oliana, IR= 0,1, es produeixen alteracions al règim de cabal a escala mensual a partir del més d'abril, afectant a la variabilitat de la distribució mensual del cabal mig. A partir d'aquest mes, l'embassament comença a retenir aigua, principalment del desglaç, per donar resposta a la demanda del canal d'Urgell fins al setembre. Fet que altera mínimament l'estacionalitat i la variabilitat anual reduïda per la suavització dels cabals extrems. La variabilitat dels valors habituals diaris disminueix casi un 10%, tot i la poca capacitat d'emmagatzematge d'Oliana homogeneïtzant els cabals diaris en termes generals.
- **Rialp:** La distribució mensual de les aportacions es troba actualment modificada i adaptada a les exigències de la demanda del reg. Emmagatzemant entre octubre i maig, moment on l'alliberament d'aigua es prou gran per començar a reduir el volum envasat fins a finals de setembre. Mostrant una alteració en la variabilitat mensual i una dilatació de l'estacionalitat, explicat per l'alt valor del grau de regulació de Rialp, que és d'un IR= 0,5 . Fet que incrementa la severitat de l'estiatge i suavitza la resposta hidrològica del caràcter nival de la conca alta del Segre.
- **Canal d'Urgell:** Les captacions d'aigua del canal d'Urgell, sobretot entre abril i setembre, alteren la magnitud de les crescudes habituals aigua avall de la toma del canal d'Urgell, deixant el pas a un volum d'escorrentia inferior. Fet, que en alguns casos, les crescudes habituals queden absorbides per la toma d'aigua, alterant l'energia i la freqüència de les mateixes.

3.1.2 Règim Modificat de Cabals (RMC)

En la caracterització del règim natural de cabals com a element de la dinàmica fluvial (geomorfològica en aquest cas), cal prestar una especial atenció als valors extrems de cabals que aporten les crescudes, ja que son els episodis responsables d'activar la maquinaria erosiva i sedimentària de la xarxa fluvial.

L'estació d'aforament d'Organyà, situada a l'inici del tram del mig Segre, enregistra el que s'aproximaria més al RNC, quedant al marge de les alteracions que comportaria estar sota la influència d'un cabal regulat. Així podem definir (veure taula 10) el valor dels paràmetres que posen de manifest el potencial geomorfològic dels cabal alts que circulen pel riu.

Paràmetre	(m ³ /s)
CM1.1. Cabal mig de les Crescudes Màximes anuals \bar{Q}_C	160,6
CM1.2. Cabal <i>Bankfull</i> (o formatiu) (Q_{Bank})	168,1
CM1.3. Cabal mig de les Crescudes Habituals ($Q_{5\%}$)	75,3

Taula 10: Recull del valor de la mitja del cabal màxim circulant anual, del cabal *bankfull* i del cabal corresponent al líndar inferior de les crescudes habituals de la sèrie completa de l'estació d'aforament d'Organyà (1950-2005).

Les infraestructures de regulació del Segre, l'embassament d'Oliana i de Rialb, guarden una important capacitat d'afecció sobre alguns dels elements del RNC. Els diferents índex d'alteració aporten l'oportunitat de quantificar les noves condicions del RMC. Els resultats corresponents a la caracterització hidrològica general per a cabals màxims es presenten sintetitzats a continuació (taula 11) i àmpliament desenvolupats a l'annex B.

Components	Codi	Indicadors	Valor
Magnitud i Freqüència	IAL1.1.	Índex de les Crescudes Màximes ¹	0,92
	IAL1.2.	Índex del Cabal <i>Bankfull</i> (o formatiu) ¹	0,91
	IAL1.3.	Índex de les Crescudes Habituals	1,00
Variabilitat	IAL2.1.	Índex de Variabilitat de les Crescudes màximes diàries anuals ¹	0,74
	IAL2.2.	Índex de Variabilitat de les Crescudes Habituals ¹	0,77
Estacionalitat	IAL2.3.	Índex d'estacionalitat de Crescudes	1,00
Duració	IAL2.4.	Índex de duració de Crescudes ¹	0,91

¹ Situació on l'índex >1, substituint el valor obtingut pel seu invers

Taula 11: Índexs d'alteració de Magnitud i Freqüència (IMF), Variabilitat (IV), d'Estacionalitat (E) i Duració (ID) corresponents a l'embassament d'Oliana (1958-2005).

- **Oliana:** El període d'estudi per a l'embassament d'Oliana està format per dues sèries de 40 anys de dades completes i temporalment coincidents (1958-2005) entre les estacions d'Organyà i Oliana. La taula 11, recull el global dels resultats obtinguts de l'aplicació dels Índexs d'alteració de Magnitud i Freqüència (IMF), Variabilitat (IV), Estacionalitat (E) i Duració (ID) corresponents a l'embassament d'Oliana.

S'ha analitzat la recurrència de les crescudes per un període de retorn de 50 anys. Emprant la distribució de valors extrems de Gumbel (tipus 1) ajustant els valors de Q_c i Q_{ci} en les estacions d'Organyà i d'Oliana (veure figura 5) pel període posterior a la construcció de l'embassament. Es pot observar com amb un baix grau d'embassament

IR d'Oliana (0,1) és suficient per distorsionar la principal font d'energia del sistema fluvial, el Q_{ci} , tendència no compartida per la freqüència esperada del Q_c .

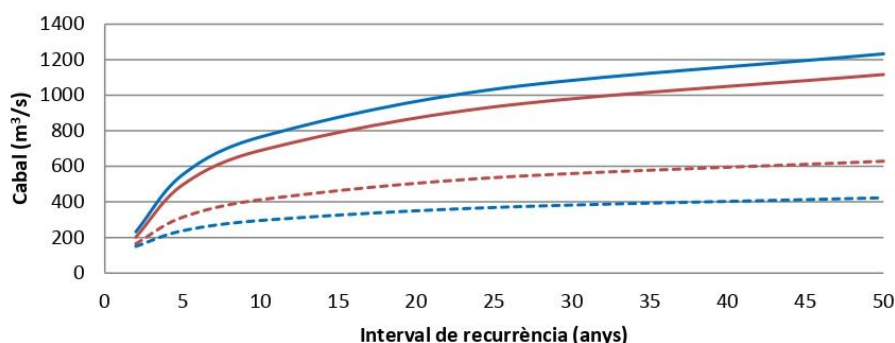


Figura 5: Anàlisi de la freqüència a partir del model de distribució de Gumbel dels registres de Q_c (línia discontinua) i Q_{ci} (línia contínua) dels anys hidrològics 1958-59 al 2006-07 en les estacions d'Organyà (línia blava) i d'Oliana (línia vermella).

- **Rialb:** Treballem amb dos punts de control, l'estació d'aforament d'Oliana i la sortida de l'embassament de Rialb, amb sèries de 8 anys de dades completes i temporalment coincidents limitades pels anys hidrològics 2000 i 2009. La taula 12, recull el global de resultats obtinguts de l'aplicació dels Índexs d'alteració de Magnitud i Freqüència (IMF), Variabilitat (IV), d'Estacionalitat (IE) i Duració (ID) corresponents al pantà de Rialb (2000-2009).

Components	Codi	Indicadors	Valor
Magnitud i Freqüència	IAL1.1.	Índex de les Avingudes Màximes,	0,66
	IAL1.2.	Índex del Cabal Bankfull (o formatiu)	0,74
	IAL1.3.	Índex de les Crescudes Habituals	0,94
Variabilitat	IAL2.1.	Índex de Variabilitat de les Crescudes Màximes diàries anuals	0,61
	IAL2.2.	Índex de Variabilitat de les Crescudes Habituals	0,48
Estacionalitat	IAL2.3.	Índex d'Estacionalitat de Crescudes	0,92
Duració	IAL2.4.	Índex de Duració d'Avingudes	1,0

Taula 12: Índexs d'alteració de Magnitud i Freqüència (IMF), Variabilitat (IV) i d'Estacionalitat (IE) i Duració (ID) corresponents al pantà de Rialb (2000-2009).

Els índex d'alteració mostren la Variabilitat, la Magnitud i la Freqüència com els elements més perjudicats del règim hidrològic en la regulació del pantà de Rialb, incidint en aquells elements més importants per al manteniment de l'estat i de la dinàmica morfològica del riu.

En paral·lel, la corba de recurrència dels màxims cabals diaris esperats aigua amunt i aigua avall de la presa de Rialb, torna a reflectir una important eliminació de la magnitud i de la freqüència dels màxims cabals anuals esperats. La corba mostra la distribució de cabals a partir del mètode de distribució de Gumbel (veure figura 6), i són el resultat de l'alta capacitat d'alteració de l'embassament de Rialb fruit del notable grau d'embassament (IR = 0,5).

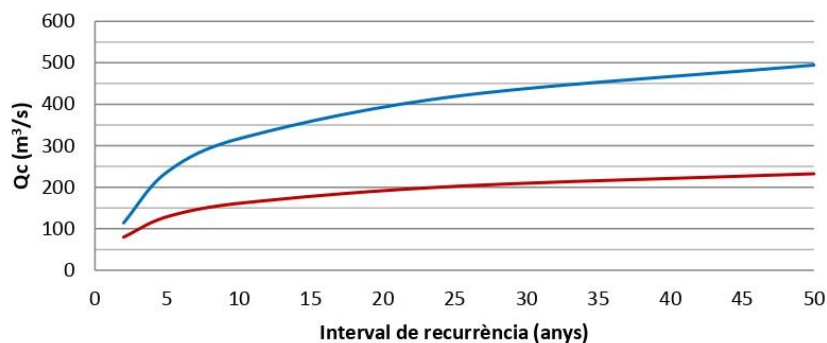


Figura 6: Anàlisi de freqüències del Q_c esperats a Oliana (línia blava) i a la sortida de l'embassament de Rialb (línia vermella).

3.1.3 Estat Hidrològic

Valoració de l'estat d'alteració hidrològica respecte RNC per l'embassament de:

- **Oliana**

La taula 13 resumeix l'assignació dels diferents estats o nivells hidrològics deduïts dels índexs parcials:

Codi	Índex	Valor	Baix	Moderat	Important	Sever	Molt sever
IAL1.1.	Índex de les Avingudes Màximes,	0,92	Baix				
IAL1.2.	Índex del Cabal Bankfull (o formatiu)	0,91	Baix				
IAL1.3.	Índex de les Crescudes Habituals	1,00	Baix				
IAL2.1.	Índex de Variabilitat de les Crescudes Màximes diàries anuals	0,74		Moderat			
IAL2.2.	Índex de Variabilitat de les Crescudes Habituals	0,77		Moderat			
IAL2.3.	Índex d'Estacionalitat de Crescudes	1,00	Baix				
IAL2.4.	Índex de Duració d'Avingudes	0,91	Baix				

Taula 13: Índex d'alteració hidrològica (IAL) i estats hidrològics per a l'embassament d'Oliana.

- **Rialb**

La taula 14 resumeix l'assignació dels diferents estats o nivells hidrològics deduïts dels índexs parcials:

Codi	Índex	Valor	Baix	Moderat	Important	Sever	Molt sever
IAL1.1.	Índex de les Avingudes Màximes,	0,66					
IAL1.2.	Índex del Cabal Bankfull (o formatiu)	0,74					
IAL1.3.	Índex de les Crescudes Habituals	0,94					
IAL2.1.	Índex de Variabilitat de les Crescudes Màximes diàries anuals	0,61					
IAL2.2.	Índex de Variabilitat de les Crescudes Habituals	0,48					
IAL2.3.	Índex d'Estacionalitat de Crescudes	0,92					
IAL2.4.	Índex de Duració d'Avingudes	1,00					

Taula 14: Índex d'alteració hidrològica (IAL) i estats hidrològics per a l'embassament de Rialb.

La figura 7 i 8 recullen els detalls de l'alteració del subrègim de cabals de baixa freqüència (de crescuda) especificada a les taules 13 i 14, on cada índex d'alteració representat es troba identificat per un codi a les taules. En un primer examen visual, es pot apreciar que la pertorbació de la presa de Rialb és major i està en consonància amb el valor superior d'IR.

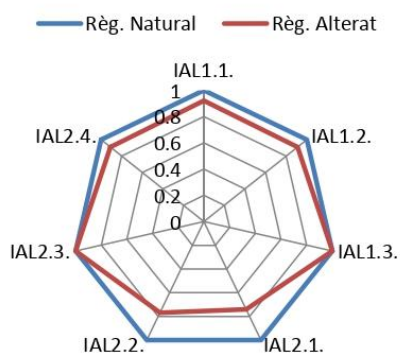


Figura 7: Detall dels índex de cabals màxims corresponents a la caracterització de l'alteració de l'embassament d'Oliana.

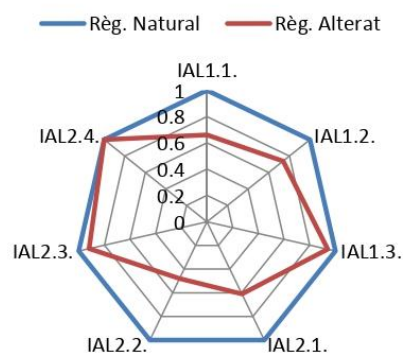


Figura 8: Detall dels índex de cabals màxims corresponents a la caracterització de l'alteració de l'embassament de Rialb.

ESTAT HIDROLÒGIC, Índex Alteració Global dels valors Extremes de Crescudà (IALG)					
Embassament	1	2	3	4	5
	BAIX	MODERAT	IMPORTANT	SEVERT	MOLT SEVER
	0,64< IAG≤1	0,36<IAG≤0,64	0,16<IAG≤0,36	0,04<IAG≤0,16	0≤IAG≤0,04
OLIANA	0,66				
RIALB		0,48			

Taula 15: Codi de colors i valors corresponents als índexs d'alteració global (IALG) per als diferents estats hidrològics.

Els resultats obtinguts conclouen que els components, funcions i processos de geomorfologia fluvial vinculats al subrègim de cabals extrems (crescudes) no es veuran sensiblement afectats per l'embassament d'Oliana (estat BAIX tocant a MODERAT, mirar taula 15) com a conseqüència de la seva construcció i/o gestió. Per interpretar aquest resultat cal tenir present que el grau d'emmagatzematge (IR=0,1) és molt petit.

El valor final sobre crescudes conclou en el seu Índex Alteració Global de Crescudes obtingut per l'embassament de Rialb (IALG = 0,48, mirar taula 15) correspon a un estat MODERAT. Estat explicat pel grau d'emmagatzematge (IR=0,5) que és d'una meitat de les aportacions anuals de la conca vessant aigua amunt. Cal tenir present que l'avaluació de l'Impacte del pantà de Rialb s'ha executat amb només 8 anys de sèries completes i disponibles de dades. S'aconsella repetir l'anàlisi amb la incorporació dels nous registres.

3.2 Caracterització d'Hidrogrames de Crescudà

Les crescudes comporten un augment de la velocitat i de la secció mullada, fet que incrementa la tensió de tall sobre la llera i, per tant, la intensitat de l'acció erosiva de l'aigua. Moltes vegades comporten canvis en la morfologia general del llit per l'abandonament del canal funcional en favor d'altres zones més deprimides o de menor recorregut.

La taula 16 recull els valors del llindar que limiten el màxim i mínim per a la selecció dels hidrogrames d'anàlisi de crescudes:

- Es considera que les crescudes ordinàries, tant aigües amunt i avall de l'embassament d'Oliana i de Rialb, son aquelles amb cabals superiors als 75,3 m³/s i inferiors als 168 m³/s al seu pas per a l'estació d'Organyà.
- Les crescudes extraordinàries, tan aigües amunt i avall de l'embassament d'Oliana i de Rialb, superen els 168 m³/s al seu pas per a l'estació d'Organyà.

Estació d'Organyà	
Conca Vessant (km ²)	2384,0
Nº d'anys sèrie	51,0
Q _{5%} (m ³ /s)	75,3
Q _{Bank} (m ³ /s)	168,1

Taula 16: Valors llindar que limiten el màxim i mínim per a la selecció dels hidrogrames d'anàlisi de crescudes.

S'han analitzat 10 **crescudes ordinàries** i 7 d'**extraordinàries** entre els anys 1982 i 2010. De les 17 crescudes, solament se'n han donat 5 d'ordinàries i 3 d'extraordinàries després de la posada en funcionament del registre quinceminutal de la sortida de la presa de Rialb.

A grans trets, es pot considerar que les crescudes ordinàries es donen principalment a la primavera durant el procés de desgel i en alguns casos a la tardor i a l'hivern. Actualment, la gestió de l'embassament de Rialb ha incorporat crescudes ordinàries a ple estiu degut a l'alliberament de cabal per necessitats amb el reg, assolint a ple mes d'agost cabals de $80 \text{ m}^3/\text{s}$.

Les crescudes extraordinàries amb cabals superiors als $168 \text{ m}^3/\text{s}$ s'han enregistrat principalment a la tardor i a la primavera; cal recordar que les crescudes a la conca del Segre amb major magnitud del segle XX van ocórrer a la tardor dels anys 1907, 1937 i 1982.

El règim nivo-pluvial de la conca mitja i alta del Segre fan que les crescudes es produeixin per un episodi de pluges sobre el Pirineu que pot durar diversos dies, per l'augment dels cabals d'origen nival en moment de desgel o per una suma de tots dos fenòmens.

3.2.1 Crescudes Ordinàries

- Oliana

Oliana és un embassament relativament petit ($IR=0,1$), fet que altera poc els cabals extraordinaris però sí els ordinaris, sobretot a la tardor i al principi de la primavera quan es troba més buit.

S'han identificat diferents patrons d'alteració en els hidrogrames sortints:

- Laminació total:** A la figura 9, es pot observar, com l'embassament d'Oliana ha laminat totalment la crescuda enregistrada a l'estació d'Organyà, fet que elimina la dinàmica hidrosedimentària aigua avall d'Oliana.

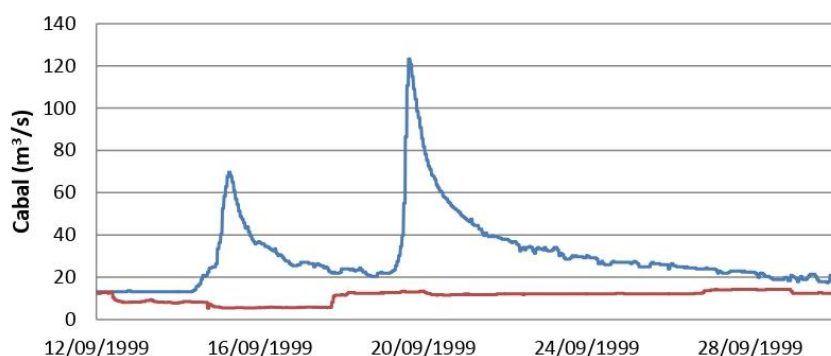


Figura 9: Crescoda ordinària laminada a l'embassament d'Oliana i enregistrada a les estacions d'aforament d'Organyà (línia blava) i d'Oliana (línia vermella) durant la segona quinzena de setembre de 1999.

- b. Laminació parcial:** Si està ple l'embassament lamina nomes parcialment (figura 10) les crescudes ordinàries. Aquest cas es pot observar que l'hidrograma corresponent a l'estació d'Oliana, que dibuixa un patró que es repeteix sovint tant a la tardor, com a l'hivern i a l'inici de la primavera quant encara no ha començat l'època de reg. En general, l'evolució de la corba d'ascens fins arribar al cabal pic té un pendent totalment vertical fins arribar al màxim i aquest es manté amb valor constant durant un cert temps. Finalment, el patró descriu una corba de descens esglaonada amb múltiples davallades brusques i sobtades on s'elimina la suavitat i la continuïtat d'una corba de recessió natural.

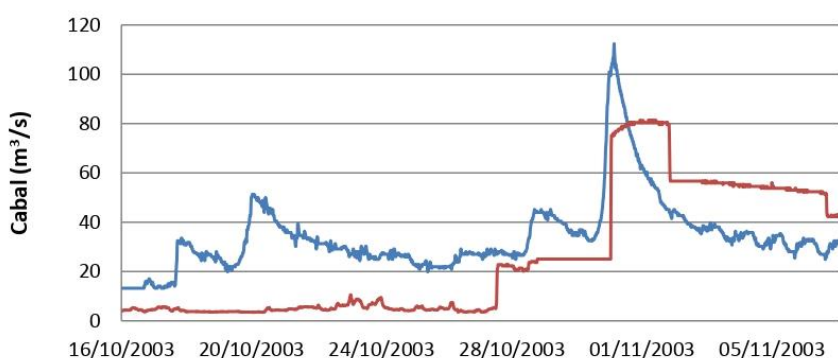


Figura 10: Crescoda ordinària laminada parcialment a l'embassament d'Oliana i enregistrada a les estacions d'aforament d'Organyà (línia blava) i d'Oliana (línia vermella) durant la segona quinzena d'octubre i primera de novembre de 2003.

- c. Propagació continua:** En Aquest cas la crescuda es propaga aigües avall amb un endarreriment temporal respecte l'hidrograma entrant. La baixa magnitud de l'esdeveniment permet un retard de l'hidrograma sortint degut a que l'embassament no està ple i encara té capacitat d'emmagatzematge disponible (veure figura 11). L'embassament endarrereix la resposta del sistema aigües avall i modifica parcialment els hidrogrames, reduint la diferència entre els valors màxims i mínims ja que el pendent de les corbes de recessió és més suau. Aquest fet suavitza el canvi a cada nova pulsació i també elimina les fluctuacions entre el dia i la nit típiques d'un règim pluvio-nival.

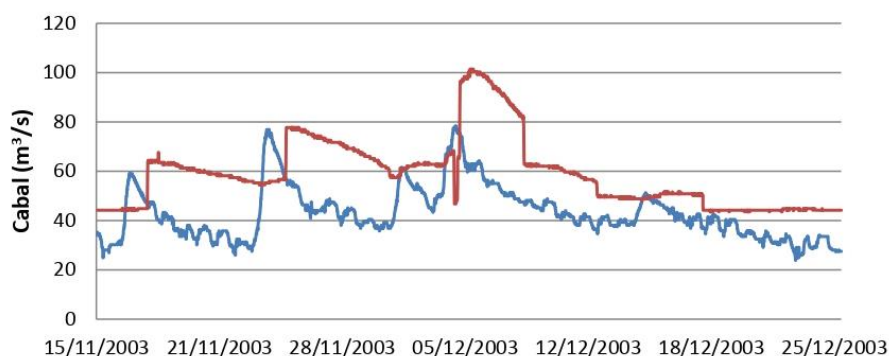


Figura 11: Crescuda ordinària enregistrada a les estacions d'aforament d'Organyà (línia blava) i d'Oliana (línia vermella) durant el novembre i desembre del 2003.

d. Propagació continua 2: En aquest cas el riu rep aportacions del desgel, les quals van augmentant progressivament dia a dia (veure figura 12). L'embassament ja es troba quasi a la seva màxima capacitat i no té cap altre possibilitat que obrir comportes i deixar passar l'aigua avall, fenomen que es repeteix usualment a mitjans de maig. L'hidrograma de sortida repeteix el patró morfològic descrit anteriorment a (b) laminació parcial. L'embassament intenta mantenir els màxims d'aigua per a tenir-los apunt per a l'inici de la campanya de reg.

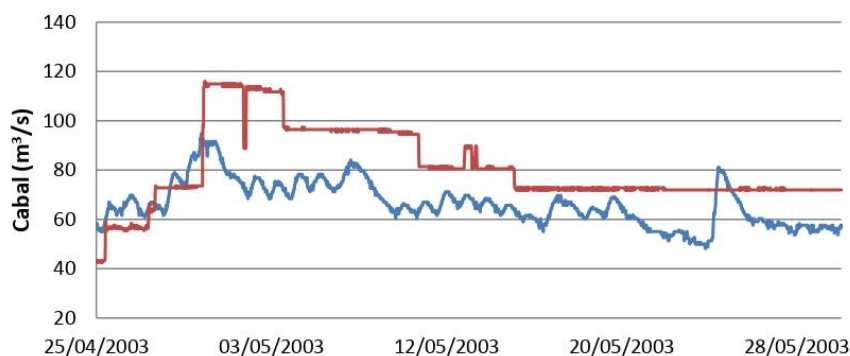


Figura 12: Crescuda ordinària enregistrada a les estacions d'aforament d'Organyà (línia blava) i d'Oliana (línia vermella) durant la primavera del 2003.

e. Campanya de Reg: L'embassament inicia la campanya de reg a mitjans de primavera intentant retenir la màxima quantitat de recursos possibles. En la figura 13 es pot observar com el volum que reté l'embassament augmenta paulatinament durant un tram de la campanya de reg, passant del 84% al 13 de maig al 100% a 11 de juny. Aportacions originàries principalment de les contribucions de la fusió nival. Fet que comporta cabals molt baixos aigües

avall de l'embassament d'Oliana. Al mateix temps, els recursos sortints dibuixen unes contínues fluctuacions de cabal que donen resposta a les necessitats hídriques del regadiu. Aquestes fluctuacions eliminen la possibilitat d'assolir magnituds de cabals capaços d'activar el transport de sediments en trams aigües avall. L'hidrograma es caracteritza per seguir una distribució temporal de dents de serra amb cicles generalment inferiors a 24 hores. Aquesta gest modifica la dinàmica natural hidrosedimentària del riu, impedit tan la mobilització del llit en època d'aigües altes, com l'aportació d'energia necessària pel funcionament de l'ecosistema fluvial i la connectivitat amb els marges i les zones adjacents.

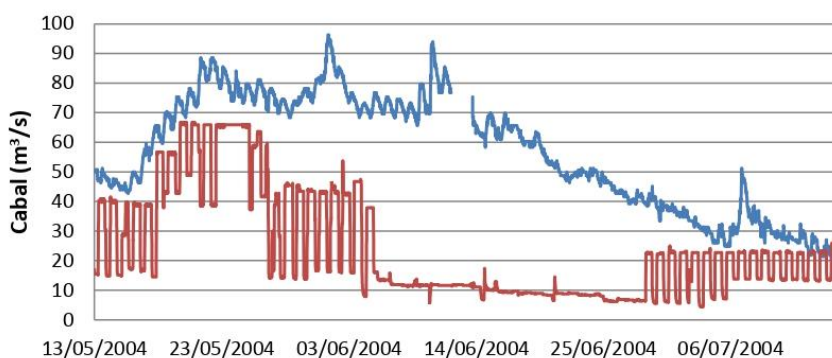


Figura 13: Crescoda ordinària enregistrada a les estacions d'aforament d'Organyà (línia blava) i d'Oliana (línia vermella) durant la primavera del 2004.

- Oliana i Rialb

L'embassament de Rialb es començà a omplir el 1999 i fou inaugurat l'any 2000. Com ja s'ha comentat anteriorment l'embassament té una capacitat de 402,8 hectòmetres cúbics, és a dir, quatre vegades el d'Oliana.

Des de que es va inaugurar al 1999, l'embassament de Rialb no s'havia pogut omplir mai del tot fins al 2010, fet que ha influenciat enormement sobre la gestió (i.e. capacitat de regulació) durant la seva primera dècada de funcionament. En aquest segon període s'ha analitzat la resposta hidrològica de les crescudes ordinàries al seu pas en sèries pels embassaments d'Oliana i Rialb.

S'han identificat diferents patrons d'alteració dels hidrogrames:

- a. **Laminació total:** A la figura 14 es pot observar com l'embassament d'Oliana ha laminat totalment la crescoda enregistrada a l'estació d'Organyà. Aigua avall, tampoc es percep cap variació en el cabal de sortida de l'embassament de Rialb, el qual desembassa un volum de cabal baix. Aquesta tipus d'alteració s'ha observat en altres hidrogrames enregistrats a Rialb en diferents estacions de l'any, com a l'abril del 2007 i al maig del 2009 on el cabal de sortida no va ser tan baix com els anteriors.

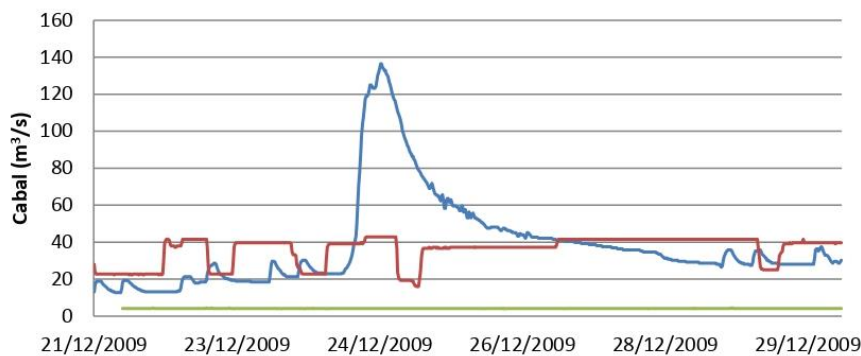


Figura 14: Crescuda ordinària enregistrada a les estacions d'aforament d'Organyà (línia blava) i d'Oliana (línia vermella) i a la sortida de l'embassament de Rialb (línia verda) durant el desembre del 2009.

- a. **Posada en Càrrega:** A l'abril del 2010 es va donar inici al desembassament controlat d'aproximadament 123 hm³, amb cabals mitjos de 80 m³/s i amb un cabal punta superior als de 165 m³/s, magnitud normal en època de pluges i desglaç primaveral (mirar figura 15); es tracta d'un hidrograma totalment inusual, ja que correspon al pla d'ompliment de Rialb per tal de traspasar-lo a la situació d'explotació ordinària. Tot i ser inusual, l'hidrograma enregistrat correspon a la tercera crescuda més gran enregistrada a la sortida de l'embassament de Rialb, des de la seva posada en funcionament.

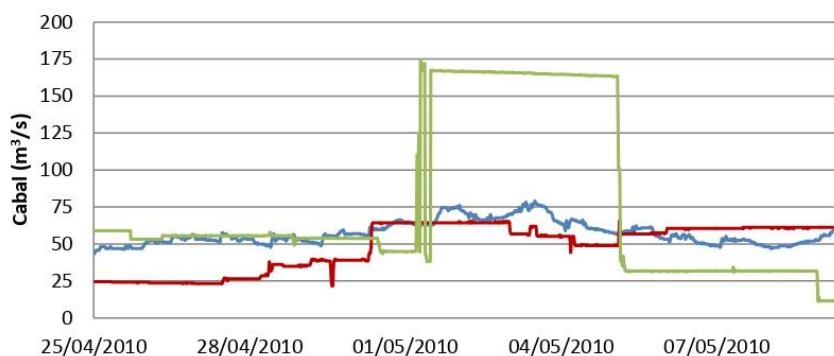


Figura 15: Crescuda ordinària enregistrada a les estacions d'aforament d'Organyà (línia blava) i d'Oliana (línia vermella) i a la sortida de l'embassament de Rialb (línia verda) durant l'abril i el maig del 2010. Hidrograma corresponent al pla d'ompliment de Rialb (a la fase de posada en càrrega).

- b. **Propagació continua 2:** En ple mes de juny, l'embassament d'Oliana està ple i sense capacitat de laminar ni emmagatzemar noves aportacions que deixa passar aigua avall; tot i així, deixa una empremta en la forma de l'hidrograma. Aquest que perd sinuositat, sobretot en la corba de descens, repetint el patró esglaonat i brusc descrit anteriorment. L'embassament de Rialb fusiona les

dues crescudes, simplificant la morfologia dels hidrogrames i la magnitud del cabal pic. L'alt grau d'emmagatzematge i la grandària de l'embassament li donen a Rialb prou capacitat de laminació encara que estigui ple (mirar la figura 16).

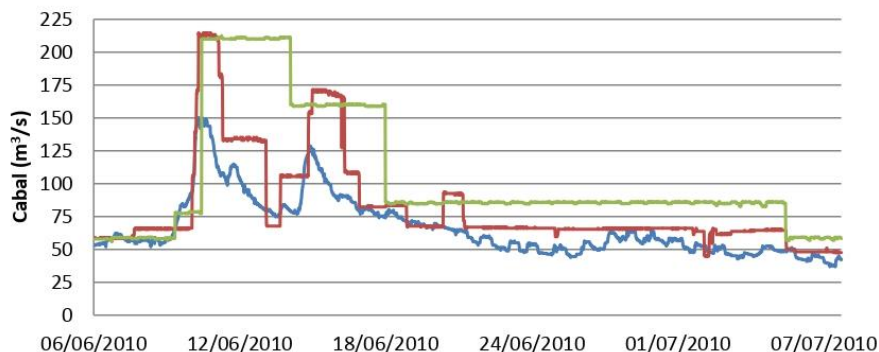


Figura 16: Crescoda ordinària enregistrada a les estacions d'aforament d'Organyà (línia blava) i d'Oliana (línia vermella) i a la sortida de l'embassament de Rialb (línia verda) durant el juny del 2010.

c. **Campanya de Reg:** L'embassament, durant els anys en els quals s'ha desenvolupat la seva posada en càrrega ja ha servit de suport per l'activitat agrícola de regadiu. Actualment no es pot descriure el règim de cabals aigua avall de Rialb fins a la posada en funcionament del canal Segarra-Garrigues. Tot hi això, durant la campanya de reg del 2010, es va registrar una crescoda ordinària a l'agost, creant un nou patró hidrològic on el cabal es va incrementar fins a magnituds de 80 m³/s aigua avall de Rialb (figura 17).

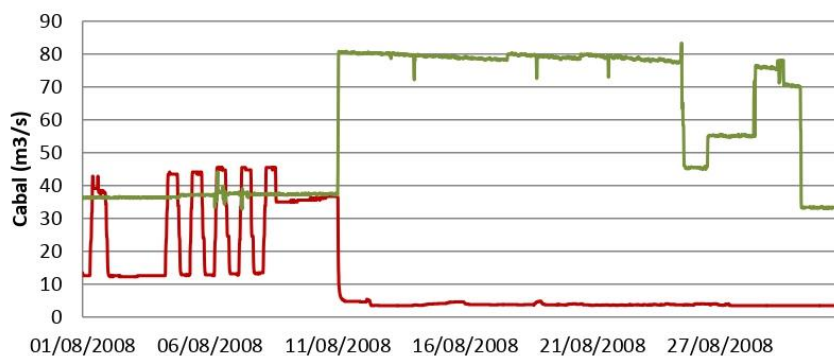


Figura 17: Crescoda ordinària enregistrada a l'estació d'Oliana (línia vermella) i a la sortida de l'embassament de Rialb (línia verda) durant l'agost del 2010.

3.2.2 Crescudes Extraordinàries

Les crescudes extraordinàries comportem alta quantitat d'energia i el subministrament massiu de càrrega sedimentària al sistema. Per aquest motiu la seva anàlisi es fonamental per a l'estudi de la dinàmica hidrosedimentària de qualsevol riu, en aquest cas el tram mig del riu Segre. Anteriorment, s'ha definit el llindar a partir del qual considerem en aquest estudi, quant una crescuda és de caràcter extraordinari.

Les crescudes extraordinàries es donen sobretot a la tardor i a la primavera, podent enregistrar magnituds instantànies de cabal a l'entrada d'Oliana superiors als 1500 m³/s com en l'any 1982 amb un màxim de 1885 m³/s. Oliana, amb una baixa capacitat d'emmagatzematge, té una capacitat de laminació limitada tot i que a la tardor aquesta es veu engrandida perquè les reserves son menors i l'embassament està més buit. En canvi, l'embassament de Rialb, (402,8 hm³), aporta al sistema una alta capacitat de retenció d'aigua fet que permet reduir la freqüència i la magnitud de les crescudes extraordinàries. Fet que causa una alteració notable al subrègim de cabals màxims. En general, trobem la següent resposta hidràulica enfront a les crescudes extraordinàries al seu pas pels embassaments d'Oliana i Rialb:

- Oliana

- a. **Tardor:** L'hidrograma d'entrada de l'embassament d'Oliana acostuma a patir una laminació que posposa la seva propagació i en redueix la magnitud, tot i que el volum desembassat no difereix gaire del què ha entrat (i.e. figura 18). L'hidrograma de sortida mostra un pendent de la corba d'ascens menor al d'aigua amunt, sempre i quan la magnitud del cabal pic de sortida no difereixi gaire del registrat a l'entrada de l'embassament. En general, tornem a trobar un cabal màxim més atenuat i durador, donant una geometria rectangular. La corba de recessió varia força d'un cas a altre i depèn de l'estratègia seguida, les maniobres de desembassament acostumen a esglaonar la geometria de l'hidrograma.

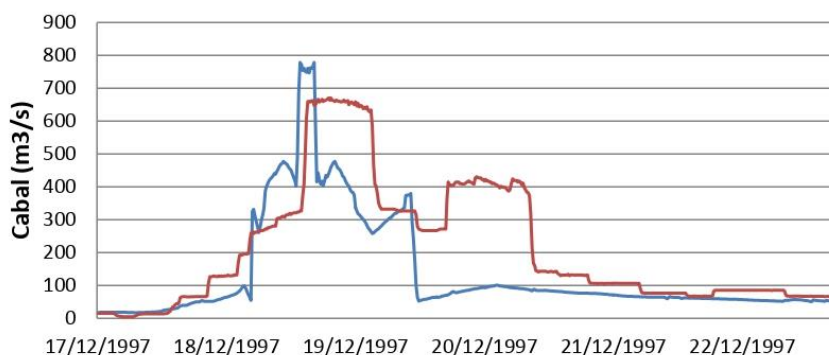


Figura 18: Crescuda extraordinària enregistrada a les estacions d'aforament d'Organyà (línia blava) i d'Oliana (línia vermella) durant el desembre del 1997.

L'any 1982 es va produir la crescuda més important de la segona meitat del segle XX a la conca del Segre. La crescuda va tenir un cabal pic a l'entrada de l'embassament d'Oliana superior als 1800 m³/s (figura 19). L'embassament d'Oliana, amb una disposició volumètrica inicial per laminar 30 hm³ dels 176 hm³ que portava, solament va tenir capacitat per a retardar la propagació de l'hidrograma dues hores i reduir el cabal pic un 10%. L'alteració de l'hidrograma exercit per un embassament petit sobre una crescuda d'aquestes característiques es pot considerar insignificant. En aquest cas, l'embassament no va poder canviar el patró de l'hidrograma de sortida.

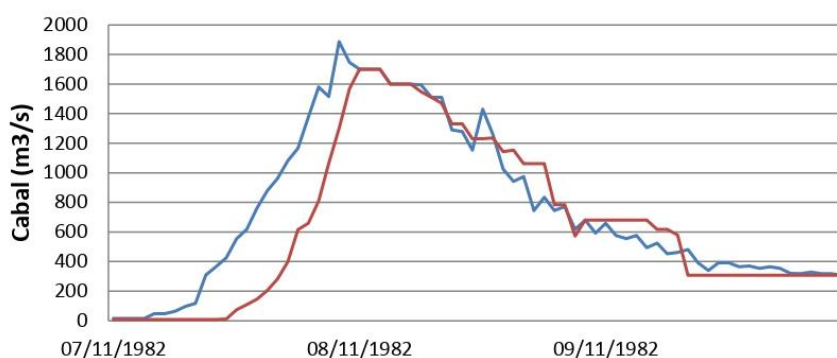


Figura 19: Crescuda extraordinària enregistrada a l'entrada (línia blava) i sortida (línia vermella) de l'embassament d'Organyà entre els dies 7 i 9 de novembre de 1982.

- b. Primavera:** Aquesta estació acostuma a presentar les crescudes ordinàries anuals originàries del desgel i de les pluges primaverals. Aquests fenòmens, si es produeixen conjuntament poden desencadenar crescudes importants que generalment troben l'embassament d'Oliana sense capacitat de laminació. Aquesta situació ha permès la propagació aigua avall de crescudes amb magnituds superiors a les enregistrades a Organyà. En altres situacions, per motius de seguretat, s'han incrementat els cabals de sortida per tal de buidar l'embassament i alleugerir la capacitat d'emmagatzematge. La figura 21 ens presenta un cas on l'embassament d'Oliana va haver de rebaixar el seu nivell de reserves (89 hm³ a 85 hm³) per poder donar entrada a una crescuda amb un cabal mig diari de 317 m³/s. En tot moment s'intentà mantenir el nivell de reserves per sota dels 88 hm³ durant els següents dies fins que les aportacions van minvar, permetent assolir el màxim d'emmagatzematge al final de l'episodi.

- Oliana-Rialb

L'embassament de Rialb es comporta diferent si l'any és humit o sec. La figura 20 recull la crescuda posterior a la que va donar fi a la sequera recent (2007-2008). La necessitat urgent de recursos va fer que es laminés al màxim l'hidrograma d'entrada a Oliana. Rialb, seguidament, eliminà en la seva totalitat la crescuda produïda aigües amunt. Com ja s'ha comentat anteriorment, la tardor, més propensa a tenir un nombre important de crescudes extraordinàries, facilita laminacions superiors a l'haver-se buidat els embassaments a finals de l'estiu. Per primer cop, es pot observar l'alta capacitat de laminació que dona el fet de tenir dos embassaments construïts en sèrie en tan poc recorregut del riu Segre.

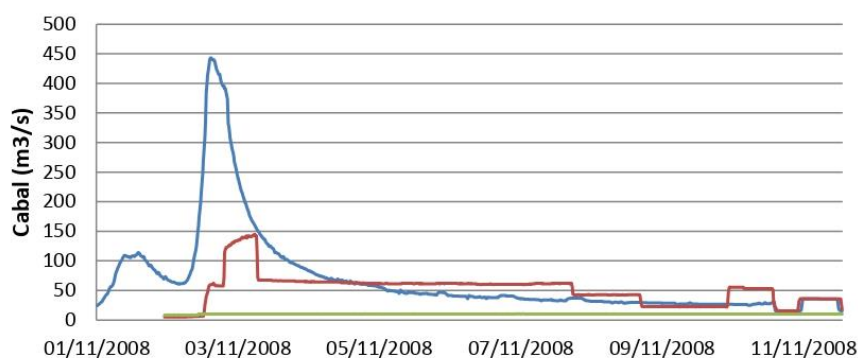


Figura 20: Crescuda extraordinària enregistrada a les estacions d'aforament d'Organyà (línia blava) i d'Oliana (línia vermella) i a la sortida de l'embassament de Rialb (línia verda) durant el novembre del 2008.

En crescudes de baixa freqüència com la del figura 21, amb una magnitud del cabal pic de 656 m³/s a l'estació d'Oliana, el pantà de Rialb paralitza i reté la gran energia que comporta. Reduint a un terç el seu potencial geodinàmic i deixant la corba del descens de l'hidrograma amb una geometria novament esglaonada. Aigua avall, a la sortida de l'embassament de Rialb, per primer cop es produeix una crescuda d'origen natural però alterada. L'hidrograma resultant descriu un patró de baixa energia amb implicacions morfosedimentàries (i.e. poca activitat a la llera), ja que la corba d'ascens resultant és suau. Posteriorment el cabal pic es manté i acaba formant una nova corba de descens esglaonada i molt duradora.

Aquest patró dona claus per a fer el diagnòstic de la nova situació hidrològica que comporta la construcció del pantà de Rialb en relació a la dinàmica sedimentària actual del riu i les possibles vies alternatives de gestió. Ens trobem en un nou escenari on la gestió de l'embassament de Rialb serà crucial per no eliminar completament la dinàmica hidrosedimentària del tram mig del Segre.

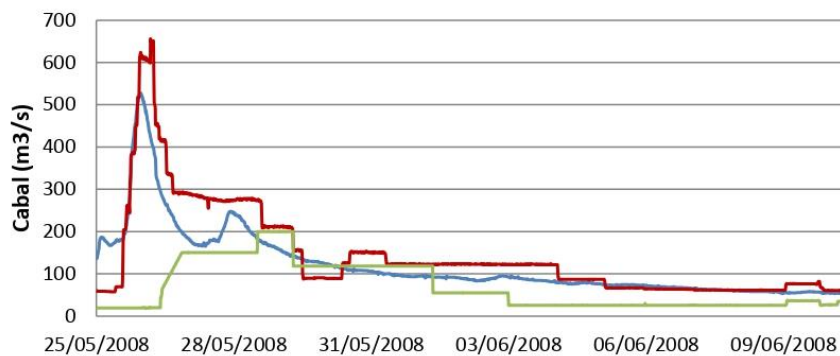


Figura 21: Crescudada extraordinària enregistrada a les estacions d'aforament d'Organyà (línia blava) i d'Oliana (línia vermella) i a la sortida de l'embassament de Rialb (línia verda) durant el maig i juny del 2008.

L'estat hidrològic del mig Segre es troba alterat des de finals dels anys 1950, resultant sensiblement afectada la magnitud, la freqüència i la variabilitat del seu Regim Natural de Cabals (RNC).

La metodologia exposada en aquest punt permet caracteritzar quantitativament la magnitud, la freqüència, la variabilitat i la duració del regim hidrològic d'un riu tan aigües amunt com aigües avall d'un embassament. La quantificació d'aquests aspectes és utilitzada per avaluar la modificació hidrològica originada en els cabals circulants respecte a la situació natural a través dels Índex d'Alteració Hidrològica, fent un especial èmfasi en els episodis extraordinaris.

L'estat hidrològic resultant propicia una alteració MODERADA, obtenint un estat més crític si s'avalués els dos embassaments com un de sol. L'evolució de la morfologia del riu demostra una notable disminució de la llera activa que no es pot explicar únicament amb la pèrdua de la magnitud i la freqüència de les crescudes, evidenciant en altres agents antròpics responsabilitats en la contracció de la llera. La disminució en la disponibilitat de material granular, tan per l'extracció d'àrids com per la captació de sediments en els embassaments, acaba d'explicar l'evolució morfològica del mig Segre.

3.3 Evolució Morfològica del Tram Mig del Segre

L'estudi de l'evolució morfològica del mig Segre es basa en la comparació de la cartografia obtinguda a partir de les fotografies aèries i seguint els mètodes descrits anteriorment. La secció analitzada correspon al tram fluvial entre l'embassament de Rialb i la Confluència amb la Noguera Pallaresa (figura 4). L'anàlisi morfològic inclou la identificació i cartografia de 9 tipologies morfològiques (taula 8) per a cada període d'anàlisi (taula 9). Es parteix de la cartografia obtinguda en base a la fotografia del vol americà (1956-57) per a la identificació i seguiment d'aquestes unitats. La fotografia d'aquest període es considera de referència degut a que en aquest període hi ha mínims impactes antròpics sobre la **dinàmica morfològica i sedimentària**. L'àrea d'anàlisi (superfície incloent tot el conjunt de tipologies d'estudi) en aquest període (1956-57) correspon a la superfície en la que l'evolució de les unitats morfològiques per a la resta de períodes es realitza. O sigui, imaginant i simplificant l'àrea activa de l'any 1956 com un rectangle de x-y metres, la identificació de les unitats morfològiques per a cada període i es realitza dintre d'aquest marc d'estudi x-y. L'estudi evolutiu finalitza l'any 2008. Els principals impactes antròpics durant el conjunt (1956-2008) del període d'anàlisi són: i) les extraccions d'àrids i ii) la construcció dels embassaments d'Oliana (any 1958) i Rialb (any 1998). La magnitud i freqüència de les extraccions d'àrids, els efectes que se'n deriven i aquells relacionats amb els embassaments s'analitzen de manera específica al llarg d'aquest document.

La figura 22 presenta l'evolució cartogràfica obtinguda en un tram comprès entre la font de Sant Julià (a 2 km aigües amunt d'Alòs de Balaguer) i el Barranc dels Codonys (a 800 metres aigües amunt d'Alòs de Balaguer); tram ubicat just 32,5 km aigües avall de la presa de Rialb (figura 4). Les fotografies aèries pel mateix tram es mostren a la figura 23. L'evolució d'aquest tram és un clar exemple de la dinàmica observada en el conjunt de l'àrea d'estudi i per aquest motiu es considera representatiu per il·lustrar el treball. Es presenta la cartografia de la resta del tram d'estudi en l'annex C.

L'any 1956 es parteix d'una situació d'instabilitat en la que els dipòsits sedimentaris són actius. La mobilitat dels sediments és relativament freqüent, el que limita i condiona la presència de vegetació en les barres. La freqüència i magnitud de les crescudes durant aquest període és suficient per re-mobilitzar els sediments amb certa regularitat. El patró de la llera i les característiques sedimentaries evolucionen i canvien en relació a la magnitud de les crescudes, el subministrament de sediments i la pròpia estructura morfo-sedimentària de partida. Els dipòsits sedimentaris actius es redueixen notablement l'any 1975, mentre que la presència de la vegetació augmenta. Aquesta situació està atribuïda a un nou **estat hidro-sedimentari**, més estable i en el que la mobilitat s'ha reduït substancialment degut a la reducció de la freqüència i magnitud de les riuades atribuïda a la regulació de la conca (veure secció d'hidrologia i crescudes d'aquest document). La riuada del novembre del 1982 (la més important des de l'any 1937) genera una nova situació morfo-sedimentària degut a la seva elevada competència (e.g. riuada caracteritzada amb un període de retorn superior als 175 anys, segons CEDEX, 2011). El resultat d'aquesta riuada són fortes inundacions i desperfectes (Puigdefàbregat, 1983). La magnitud d'aquest esdeveniment va provocar molts canvis en el patró i la forma de la llera, a l'igual que en el nombre i extensió de les unitats morfològiques actives (figura 22 i 23). De la mateixa manera, s'observa una clara reducció de la vegetació. El sistema es re-activa, tot

i que a partir d'aquest període comença una nova etapa d'estabilitat que estarà afectada per les extraccions d'àrids i per la construcció d'una nova presa, l'embassament de Rialb (1998). Aquestes alteracions estan analitzades en aquest document i permeten una millora en la diagnosi de l'estat hidro-sedimentari del mig Segre i en la proposta de mesures de millor geomorfològica. A partir d'aquest període, a nivell morfològic, s'observa una clara reducció de l'amplada activa de la llera amb una relació directa amb la intrusió de la vegetació de ribera (i conreus). La complexitat morfològica i sedimentaria es redueix a l'igual que la seva dinàmica (figura 22 i 23).

CODI	NOMENCLATURA	EXTENSIÓ EN PLANTA (km ²)					
		1956	1975	1982	1992	1999	2008
AB	Aigües_Baixes	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	0,00	0,64	0,71	0,26
(ZAS)	Zona Activa Sedimentaria	0,00	0,00	4,04	0,00	0,00	0,00
MAXI	Màx. Superfície Inundada 1982	0,00	0,00	9,68	0,00	0,00	0,00
LLA	Llera_Activa ¹	3,41	2,48	6,05	2,12	2,06	1,48
CON	Conreus ¹	0,00	0,58	0,11	1,95	2,12	2,45
VEG	Vegetació Ribera ¹	2,26	2,68	0,98	3,03	2,99	3,21

¹ La superfície d'anàlisi inclou la Llera Activa i l'ocupada per les tipologies Vegetació de Ribera i Conreus.

Taula 17. Evolució temporal de l'extensió superficial de les unitats sedimentàries i morfològiques del tram mig del Segre entre els anys 1956 i 2008.

La cartografia de les diferents tipologies morfològiques permet realitzar un estudi comparatiu de la superfície associada a cadascuna d'aquestes unitats. La taula 17 conté l'evolució de la superfície de les diferents unitats expressada en quilòmetres quadrats (km², on 1 km²= 10⁶ m² o 100 ha), mentre que en la taula 18 es presenten els canvis percentuals entre els diferents períodes analitzats. La figura 24 presenta l'evolució d'algunes de les unitats morfològiques (i.e. amplada activa, superfície vegetada i de conreus) amb relació a la magnitud de les crescudes registrades entre els períodes d'anàlisi. Aquest anàlisi dona certa idea de la competència de les crescudes registrades entre períodes d'anàlisi i ajuda a interpretar l'evolució d'algunes de les unitats morfològiques objecte d'estudi. L'àrea específica d'estudi (i.e. àrea activa d'anàlisi incloent tot el conjunt de tipologies d'estudi) cartografiada en base a la fotografia del 1956 es de 5,7 quilòmetres quadrats. Els nombrosos canvis morfològics associats a la riuada del 1982 generen un increment de l'àrea activa, situant-se al voltant dels 7 quilòmetres quadrats. De manera específica, es destaquen els següents trets més significatius:

- a. Exceptuant la situació observada després de la riuada de 1982, els valors obtinguts per a l'any 1956 mostren un clar domini de les zones actives (barres) respecte les zones estables (barres amb vegetació). La riuada del 1982 va inundar un total de 9,7 km²; fet que mostra l'alta activitat associada a aquest episodi. Com a resultat s'augmenta considerablement la llera activa al igual que apareixen zones actives sedimentàries en àrees de plana d'inundació (veure tipologies a la taula 8). A partir d'aquest període hi

ha un clar increment de les superfícies de conreus i les ocupades per la vegetació (i.e. zones estables). Entre els canvis s'hi destaquen (i) el canvi de la superfície ocupada per la vegetació entre el 1982 i 1992 (amb 10 anys es triplica; d'1 a 3 km²); i (ii) la dinàmica de mobilitat (inestabilitat) observada entre el 1992 i 1999 bàsicament associada al règim de crescudes dels anys 1994-1995 i 1995-1996 (es registren crescudes de períodes de retorn de 10 anys, figura 24); aquesta dinàmica es tradueix en un increment de les barres actives (10%) i una reducció de la vegetació (-1%).

- b. La superfície de la llera associada al canal d'aigües baixes a l'any 1956 presenta el valor més baix observat. Aquest fet es deu a l'aparició de múltiples canals que bifurquen el flux i redueixen l'entitat del canal principal. Pel contrari, posteriorment, es veu un clar augment de la superfície associada a aquesta tipologia fins arribar a un valor de 1,2 km², un augment del 19% sobre la superfície obtinguda al 1956.

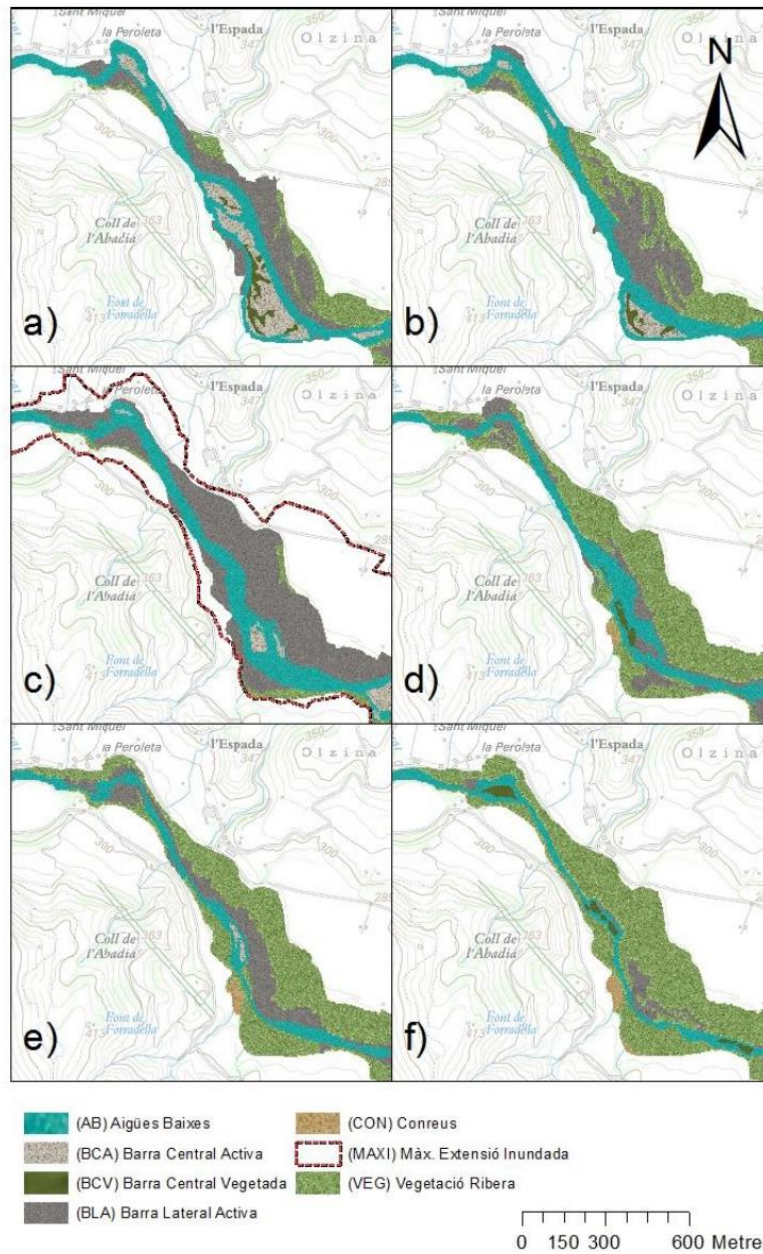


Figura 22. Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre al paratge de Sant Julià, municipi d'Alòs de Balaguer (32,5 km aigües avall de la presa de Riab), referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge del (a) 1956 i del (b) 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. La direcció del flux va de sud-est a nord-oest de les imatges.

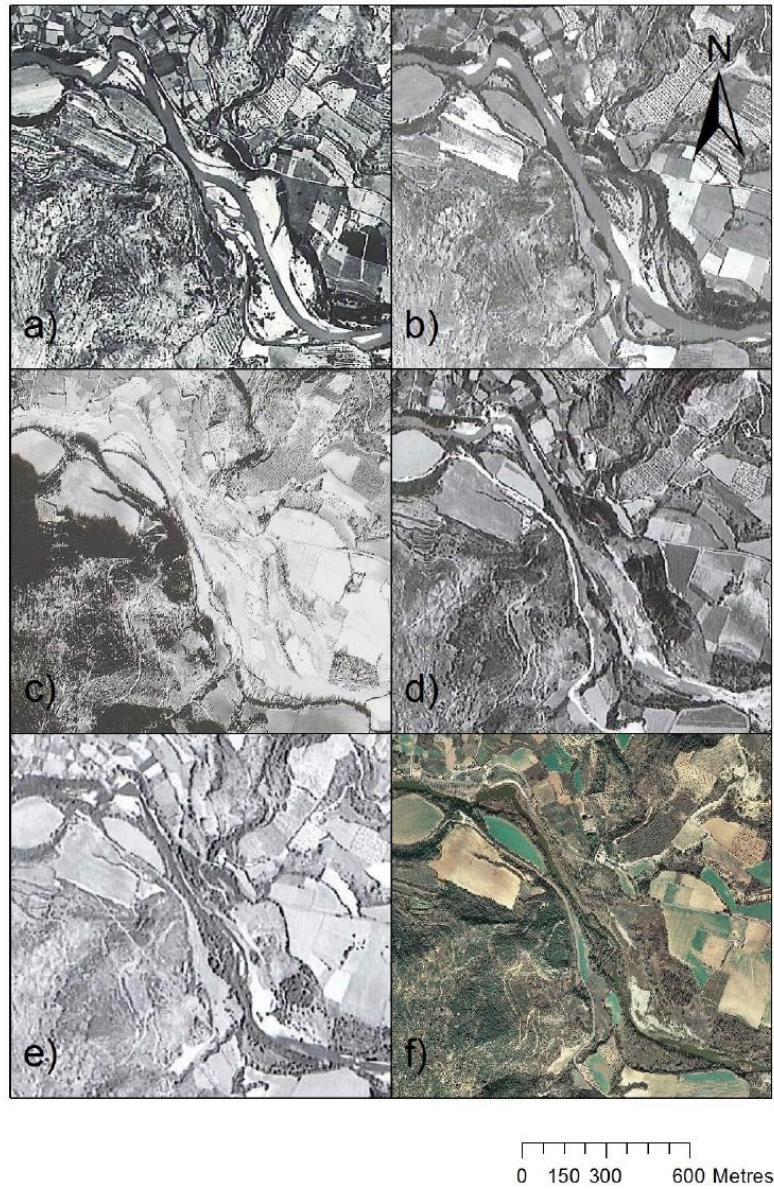
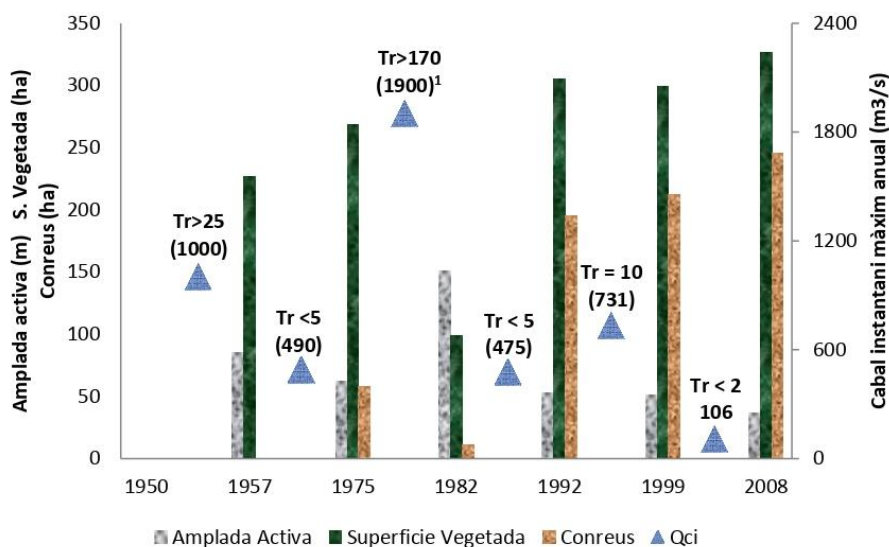


Figura 23. Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre en el paratge de Sant Julià, municipi d'Alòs de Balaguer (32,5 km aigües avall de la presa de Rialb. Entre les imatges del (a) 1956 i del (b) 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. La direcció del flux va de sud-est a nord-oest de les imatges.



¹Segons la publicació "Mapa de Caudales Máximos" (CEDEX, 2011) el període de retorn és de 179 anys.

Figura 24. Evolució cronològica de l'amplada activa de la llera, la superfície vegetada (vegetació de ribera i barres centrals Vegetades) i dels conreus en relació al cabal màxim anual instantani entre cada període d'anàlisi del tram del Segre mig. La freqüència (Tr) i la magnitud del cabal màxim instantani anual dona una idea de la competència dels cabals entre cada interval d'estudi (font de la recurrència de cabals: Institut Cartogràfic de Catalunya, 2010).

NOMENCLATURA	1956 (km ²)	1956-75 %	1975-82 %	1982-92 %	1992-99 %	1999-08 %	1956-08 %
Aigües Baixes	1,02	53	20	-20	-8	-10	19
Barra Lateral Activa	2,26	-61	343	-84	10	-63	-88
Barra Central Activa	0,14	-62	258	-88	-58	-48	-96
Barra Central Vegetada	0,01	-63	-11	279	-89	3361	385
Llera Activa	3,41	-27	144	-65	-3	-28	-57
Conreus	0,00	0	-81	1674	9	16	-
Vegetació	2,26	19	-63	209	-1	7	42

Taula 18. Percentatges de variació areal entre vols consecutius per a les diferents unitats cartografiades (entre el 1956 i el 2008).

- c. La relació entre la superfície associada a la llera activa i al canal d'aigües baixes permet avaluar el grau de *llibertat* que el riu disposa per modificar el seu curs en períodes d'elevada energia (competència). Fent un quocient entre ambdós (taula 19) s'obté un valor adimensional; **l'índex de mobilitat potencial de la llera**. Aquest índex serà pròxim a 1 quan el canal d'aigües baixes ocupa la majoria de la zona activa; situació associada a trams on el canal té molta capacitat de drenatge o en zones on les crescudes son relativament de baixa magnitud i no necessiten desbordar per a la transferència aigües avall dels cabals associats. Els valors son superiors a 1 en aquells trams en els que el riu canvia de patró de drenatge en certa freqüència, associat a desbordaments freqüents relacionats amb l'alta magnitud dels esdeveniments i la

poca complexitat topogràfica de la llera (menys capacitat de drenatge i mes *mobilitat potencial*). La mobilitat potencial de la llera del mig del Segre per a la situació de referència (1956), mostra com tan sols 1/3 de la superfície activa estava ocupada pel canal d'aigües baixes. L'estabilització morfo-sedimentaria (atribuïda a la reducció de la freqüència i magnitud de les crescudes –embassaments- i a la reducció de la disponibilitat de sediments –extraccions àrids-) genera una reducció d'aquest quocient a valors molt pròxims a 1; pràcticament la totalitat de la superfície activa esta ocupada pel canal d'aigües baixes. Virtualment totes les riuades alliberades per les preses poden ser transferides aigües avall inundant (activant) una àrea o superfície mínima. La majoria dels processos ocorreran en la pròpia llera. Per conseqüent, la dinàmica associada a l'acuirassament/incisió del canal principal serà clau per a l'estudi dels efectes morfosedimentaris del regim actual de crescudes. Pel contrari, en situacions extremes (i.e. 1982), l'alta magnitud dels episodis fa que s'inundi tota l'àrea activa de l'any 1956 (Figura 24). El resultat es un reinici del sistema amb unes noves condicions morfològiques i sedimentaries que seran modificades en base al regim posterior de crescudes i al dèficit de sediments. *L'índex de mobilitat potencial de la llera* es redueix fins arribar a un valor d'1,2 l'any 2008, fet que mostra el poc marge de mobilitat de la llera, indicant la forta estabilitat del sistema i el control dels processos per aquelles àrees mes estables com ho son els camps de conreu i les ocupades per la vegetació.

Vol	Amplada llera activa (LLA)	Amplada aigües baixes (AB)	LLA / AB
1956	85,3	25,4	3,36
1975	62,1	38,0	1,63
1982	151,2	45,6	3,32 ¹
1992	53,0	36,4	1,46
1999	51,4	33,5	1,54
2008	36,9	30,3	1,22

¹ Aquests índex podria estar influenciat per les condicions de cabal en el moment que es va adquirir la fotografia.

Taula 19. Recull de l'amplada mitja de la llera activa, de l'amplada mitja de del canal d'aigües baixes i de la relació que hi ha entre elles.

L'evolució 1956-2008 mostra una clara reducció de totes les tipologies de barres actives (figures 21 i 22). Amb el temps les barres s'han anat vegetant i han quedat aïllades de la dinàmica morfosedimentària contemporània. La cartografia de l'any 2008 presenta l'extensió més petita de barres actives (sense presències de vegetació) de tots els períodes analitzats (taules 18 i 19, figura 23).

L'anàlisi de la dinàmica morfològica del tram del mig Segre mostra com la inestabilitat de la llera observada l'any 1956 (i.e. presència d'estructures sedimentaries actives, e.g. barres obertes) es redueix com a conseqüència de l'increment dels impactes antròpics. Les situacions

d'instabilitat estan associades a una alta mobilitat de la llera, mentre que a mesura que la dinàmica morfo-sedimentària es redueix, disminueix la mobilitat de la llera i la intrusió de la vegetació de ribera fa que el canal d'aigües baixes tendeixi a ocupar pràcticament la totalitat de la llera activa. Tot i que la interacció entre dinàmica morfològica i els impactes s'analitza de manera específica en la secció de diagnosi, l'alteració del règim de crescudes, la retenció de sediments per part dels embassaments, i l'extracció d'àrids de la llera són elements fonamentals per entendre l'augment de l'estabilitat morfològica que s'observa en les fotografies més pròximes a l'actualitat (e.g. increment de les zones vegetades, reducció amplada activa de la llera, i.e. desequilibri sedimentari). En situacions de desequilibri sedimentari, tan sols la presència d'esdeveniments extrems com el cas de la riuada de l'any 1982 generen una nova situació de certa instabilitat, amb un augment considerable de la llera activa i d'unitats sedimentaries associades. Aquestes unitats són posteriorment modificades i estabilitzades per la vegetació i per l'acció antròpica, assolint paràmetres d'estabilitat similars als d'abans de l'esdeveniment extrem amb certa rapidesa (< 10 anys).

4. REFERÈNCIES

- AGENCIA CATALANA DE L'AIGUA. (2011). *Masses d'aigua. Consulta IMPRESS*. [en línia]. [Barcelona: Generalitat de Catalunya, Departament de Medi Ambient Barcelona]. [Consultat: gener 2011]. Disponible a Internet: http://aca-web.gencat.cat/aca/appmanager/aca/aca?_nfpb=true&_pageLabel=P1223054461208201423967
- BAEZA D., MARTÍNEZ-CAPEL F., GARCÍA DE JALÓN D. (2003). Variabilidad temporal de caudales: aplicación a la gestión de ríos regulados. *Ingeniería del Agua*, 10 (4), 469-479.
- BATALLA R.J., GÓMEZ C.M., KONDOLF G.M. (2004). Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain)". *Journal of Hydrology*. 290 (1-2), 117-136.
- BATALLA, R.J. VERICAT, D. MARTÍNEZ, T.I. (2006). River-channel changes downstream from dams in the lower Ebro River. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*. 143, 1-15.
- BRIZGA S., ARTHINGTON A., CHOY S., CRAIGIE N., MACKAY S., POPLAWSKI W., PUSEY B., WERREN G. (2001). Environmental Flow Report: Pioneer Valley. Water Resource Plan. Natural Resources and Mines. Queensland Government.
- CAMPY, M.I., MACAIRE, J. (1989). *Geologie des formations superficielles*. Masson. Paris. 433 p.
- CARRE, J. (1974). *Lectura de las fotografías aéreas*. Editorial Paraninfo. Madrid. 247 p.
- CEDEX (CENTRO DE ESTUDIOS Y EXPERIMENTACIÓN DE OBRAS PÚBLICAS). (Actualitzat: 2010, 2 de novembre). *Anuario de Aforos 2008 – 2009*. [en línia]. [Consultat: del 05/2010 al 09/2012]. Disponible a Internet: <http://hercules.cedex.es/anuarioaforos/default.asp>
- CEDEX (CENTRO DE ESTUDIOS Y EXPERIMENTACIÓN DE OBRAS PÚBLICAS). (Actualitzat: 2011, Juny). *Mapa de Caudales Máximos, Memoria técnica. Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables*. [Madrid: Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente]. 73p. [en línia]. [Consultat: 20 abril 2012]. Disponible a Internet: http://www.magrama.gob.es/es/agua/temas/gestion-de-los-riesgos-de-inundacion/memoria_tecnica_v2_junio2011_tcm7-162773.pdf
- CIS-WFD, EUROPEAN COMMON IMPLEMENTATION STRATEGY (CIS) FOR THE WATER FRAMEWORK DIRECTIVE. (Actualitzat: 2003). *Guidance on establishing reference conditions and ecological status class boundaries for inland surface waters*. Working Group 2.3, REFCOND Guidance. [en línia]. [Consultat: 10/09/2012]. Disponible a Internet: <http://forum.europa.eu.int/comm/Public/irc/env/wdf/library>
- CLAUSEN B., BIGGS B.J.F., (2000). Flow variables for ecological studies in temperate streams: groupings based on covariance. *Journal of Hydrology*. 231, 184-197.
- 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". *Journal of the American Water Resources Association*. 40 (2), 503–522.
- GALLART F., LLORENS P. (2002). La cubierta forestal de la cuenca del Ebro: Caracterización espacio-temporal y afección en la disminución de recursos hídricos. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza.
- GALLART F., LLORENS P. (2003). Catchment Management under Environmental Change: Impact of Land Cover Change on Water Resources. *Water International*. 28 (3), 334-340.
- GALLART F., LLORENS P. (2004). Observations on land cover changes and water resources in the headwaters of the Ebro catchment, Iberian Peninsula. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29 (11–12), 769-773.

- GROWNS J., MARSH N., (2000). *Characterisation of Flow in Regulated and Unregulated Streams in Eastern Australia*. Technical Report. Cooperative Research Centre for Freshwater Ecology. Canberra, 66 p.
- INSTITUT CARTOGRÀFIC DE CATALUNYA (ICC) (2010). *Estudis d'inundabilitat en l'àmbit del projecte PEFCAT: Memòria específica conca del baix Segre*. (ed.) AGENCIA CATALANA DE L'AIGUA (ACA).
- LANE, E.W. (1955). The importance of fluvial morphology in Hydraulic Engineering. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 81, 1-17.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G., MILLER, J.P. (1964). *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman, San Francisco, 522 p.
- MANZANO, A. (2007). L'evolució de les aportacions del riu Segre fins a l'embassament d'Oliana. (ed.) Agència Catalana de l'Aigua. Barcelona.
- MARTÍNEZ SANTA C., FERNÁNDEZ YUSTE, J.A. (2006). *Índices De Alteración Hidrológica En Ecosistemas Fluviales*. 1ª edición. Madrid: Mº Medio Ambiente. ISBN: 847790426X
- MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (2003). *La delimitación del Dominio Público Hidráulico y de sus zonas inundables. El Proyecto Linde*. Dirección General de obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas.
- PETTS, G.E., GURNELL, A.M. (2005). Dams and geomorphology: research progress and new directions. *Geomorphology*, 71, 27-47.
- POFF, N.L., ALLAN, J.D., BAIN, M.B., KARR, J.R., PRESTEGAARD, K.L., RICHTER, B.D., SPARKS, R.E., STROMBERG, C. (1997). The Natural Flow Regime. A paradigm for river conservation and restoration. *BioScience*. 47 (11).
- PUCKRIDGE, J.T., SHELDON, F., WALKER, K.F., BOULTON, A.J. (1998). Flow variability and the ecology of large rivers. *Marine and Freshwater Research*. 49, 55-72.
- PUIGDEFÀBREGAT, C. (1983). *Efectes geomorfològics dels aiguats de novembre de 1982*. Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya, Generalitat de Catalunya. Barcelona. 238p.
- RICHTER, B.D., RICHTER, H.E. (2000). Prescribing Flood Regimes to Sustain Riparian Ecosystems along Meandering Rivers. *Conservation Biology*, 14 (5), 1467-1478.
- RINALDI, M., WYŻGA, B., SURIAN, N. (2005). Sediment mining in alluvial channels: physical effects and management perspectives. *River Research and Applications*, 21, 805-828.
- SAMBROOK SMITH, G.H. (2007). *Fluvial Sedimentology: implications for riverine ecosystems*. In: Wood, P. J.; Hannah, D. M. and Sadler, J. P. (eds). *Hydroecology and Ecohydrology: Past, Present and Future*. Wiley & Sons. Chichester, 361-385.
- SCHMITD L.J., POTYONDY J.P. (2004). *Quantifying Channel Maintenance Instream Flows: An Approach for Gravel-Bed-Streams in the Western United States*. USDA, United States Department of Agriculture, Forest Service. General Technical Report RMRS- GTR-128.
- SCHUMM, S.A. (1977). *The Fluvial System*. Wiley, New York, 338 p.
- THOMS M.C., SHELDON F. (2002). An ecosystem approach for determining environmental water allocations in Australian dryland river systems: the role of geomorphology. *Geomorphology*, 47 (2), 153-168.
- VERICAT, D., BATALLA, R.J. (2006). Sediment transport in a large impounded river: the lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 79 (1-2), 72-92.
- WILLIAMS G.P., WOLMAN M.G. (1984). Downstream effects of dams on alluvial rivers. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1286, 83 p.

- WILLIAMS, J.C. (1978). Bank-full discharge of rivers. *Water Resources Research*, 14 (6), 1141-1154.
- WYZGA, B. OGLE-CKI, P., RADECKI-PAWLIK, A., ZAWIEJSKA, J. (2011). "Diversity of Macroinvertebrate Communities as a Reflection of Habitat Heterogeneity in a Mountain River Subjected to Variable Human Impacts". In Simon, A.; S. J. Bennett, and J. M. Castro (Eds.). *Stream Restoration in Dynamic Fluvial Systems: Scientific Approaches, Analyses, and Tools*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 194, 544 pp. [en línia]. [Consultat: 28/01/2011]. <http://aca-web.gencat.cat/aca/sequera/ca/inici.jsp>

ANNEX A. ESQUEMES METODOLÒGICS

Caracterització Hidrològica i de Crescudes

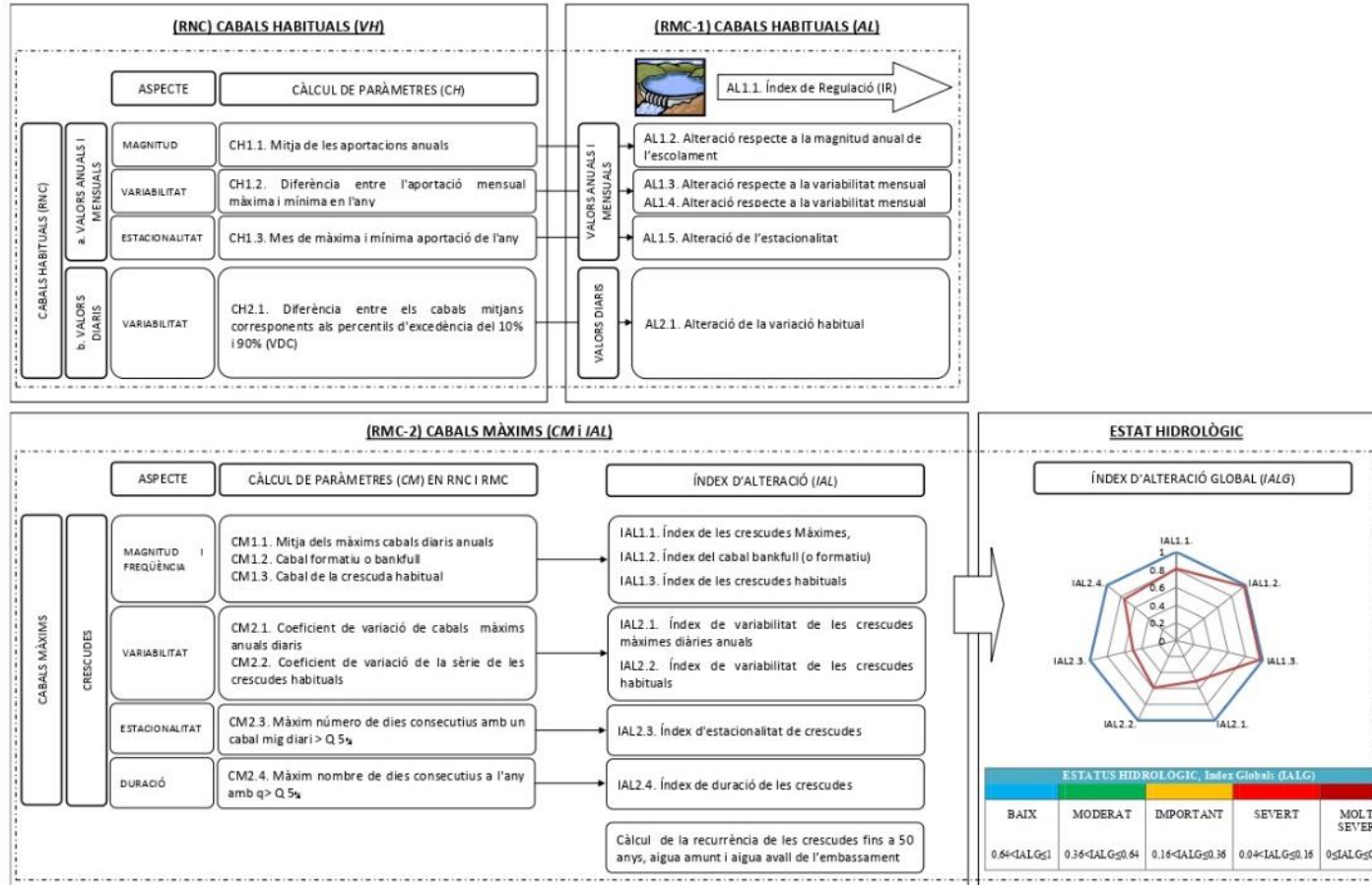


Figura A. 1. Esquema metodològic per a la caracterització hidrològica i de crescudes de trams fluvial afectats per embassaments.

Caracterització Morfològica

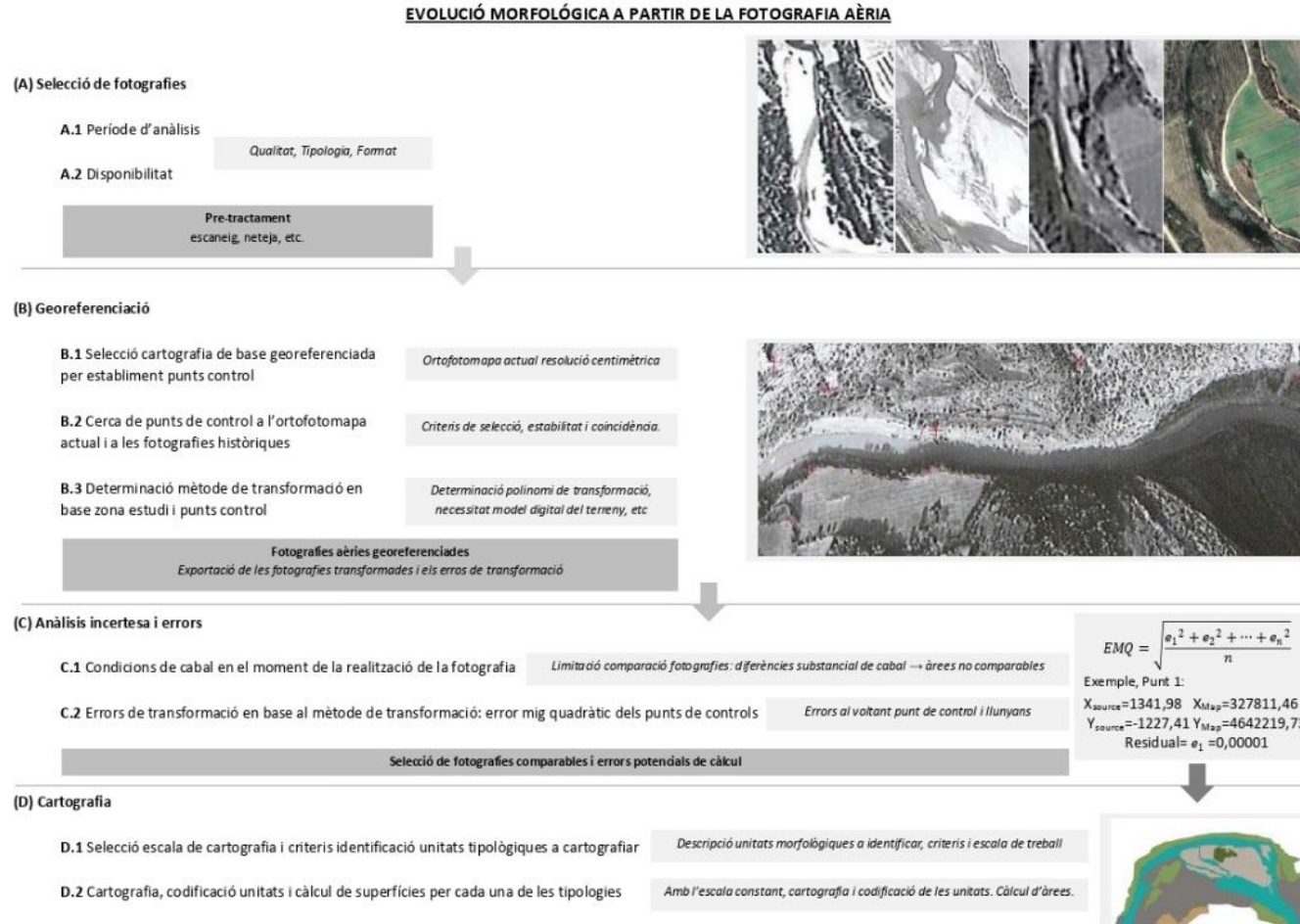


Figura A. 2. Esquema metodològic per a la caracterització morfològica de trams fluvial afectats per embassament i extraccions d'àrids.

ANNEX B. Valors Habituals (Resultats)

Règim Natural de Cabals (RNC)

a. Magnitud, variabilitat i estacionalitat de les aportacions anuals i mensuals

Les aportacions anuals arriben a un màxim mig anual de 982 hm³ a l'estació de Ponts (veure a la taula B.1), resultats obtinguts de la mitjana de tots els anys disponibles (1946-2009).

L'amplitud hidrològica interanual del Segre mig durant els anys 1946-2009, evidenciant un increment de l'amplitud a l'augmentar la superfície de la conca, amb un màxim a Ponts de 166 hm³.

General - APORTACIONS hm ³														
Estació	Oct	Nov	Des	Gen	Feb	Març	Abr	Maig	Juny	Jul	Ag	Set	Total	Q _(màx-mín)
Organyà	57	64	57	53	45	70	94	159	134	63	40	42	878	150
Oliana	58	66	65	62	52	74	95	145	137	65	50	47	917	151
Ponts ¹	58	64	64	58	53	85	107	160	152	82	65	34	982	166

¹Aportacions de l'estació de Ponts completades amb les dades de la presa de Rialb des de l'any 2000.

Taula B.1. Recull de les aportacions mensuals i anuals, i diferència entre la magnitud màxima i mínima interanual en les estacions d'aforament d'Organyà, d'Oliana i de Ponts.

L'estacionalitat hidrològica del tram mig del Segre respon al d'un riu amb règim nivo-pluvial, amb màxims entre maig i juny i mínims entre agost i setembre. La capçalera del Segre, formada per àrees d'alta muntanya, manté una part de la precipitació emmagatzemada en forma de neu durant les estacions fredes, en els últims anys s'ha avançat la fusió del mantell desplaçant el pic màxim d'aportacions mensual al maig (Manzano, 2007).

Estació	Àrea (km ²)	Aportació (hm ³ / km ² any)
Organyà	2384	0,404
Oliana	2700	0,390
Ponts ¹	3320	0,332

¹Resgütes de l'estació de Ponts completats amb les dades de la presa de Rialb des de l'any 2000

Taula B.2. Valoració de l'aportació hídrica areal de la conca a partir de diferents punts de control del tram mig del Segre.

L'aportació hídrica per unitat d'àrea de la conca es redueix a mesura que ens allunyem de la capçalera, principal font de recursos, tal com es pot veure a la taula B.2. Valoració realitzada solament amb anys on totes tres estacions mostren sèries anuals de dades complertes, reduint-se a 21 els nombre d'anys disponibles. Interval (1953 al 2005) amb absència de sèries en les dècades dels 80's i 90's.

El balanç hidrològic d'una conca es veu influenciat pels canvis del clima, geogràfics, d'usos del territori (e.g. cobertura vegetal) i d'ús del recursos hídrics (e.g. reg). Des dels anys 1960 es pot observar una canvi en el pendent de la tendència de les aportacions anuals, passant a ser negatiu a les tres estacions consultades; segons diferents autors (e.g. Gallart i Llorens, 2002) aquesta reducció s'ha d'atribuir a l'augment d'evapotranspiració a les capçaleres de les conques com a conseqüència de l'increment de la cobertura forestal. Fet que es troba accentuat per l'alta pluviometria de la dècada dels anys seixanta.

b. Variabilitat diària

La taula B.3 recull la variabilitat dels valors habituals diaris de les estacions d'Organyà, Oliana i Ponts (completada amb els registres de l'embassament de Rialb) des de l'any 1946 fins al 2009. La variabilitat del valors habituals al tram mig del Segre des de mitjans del segle XX disminueix a mesura que avencem aigües avall del tram. Aquest comportament es troba novament alterat per les captacions d'aigua del canal d'Urgell. A la figura B.1 es pot observar les corbes de cabals classificats de les estacions d'Organyà, d'Oliana i de Ponts.

	Anys	Any inicial	Any final	Q ₅₀ (m ³ /s)	Q ₆₀ (m ³ /s)	Q ₁₀ (m ³ /s)	(Q ₉₀ -Q ₁₀)/Q ₅₀
Organyà	51	oct-50	set-05	19,2	8,7	59,8	2,7
Oliana	50	oct-52	set-09	21,1	8,9	60,1	2,4
Ponts ¹	42	oct-46	set-09	24,1	8,4	64,0	2,3

¹Registres de l'estació de Ponts completats amb les dades de la presa de Rialb des de l'any 2000

Taula B. 3. Estimació de la variabilitat de valors habituals diaris al tram del Segre mig.

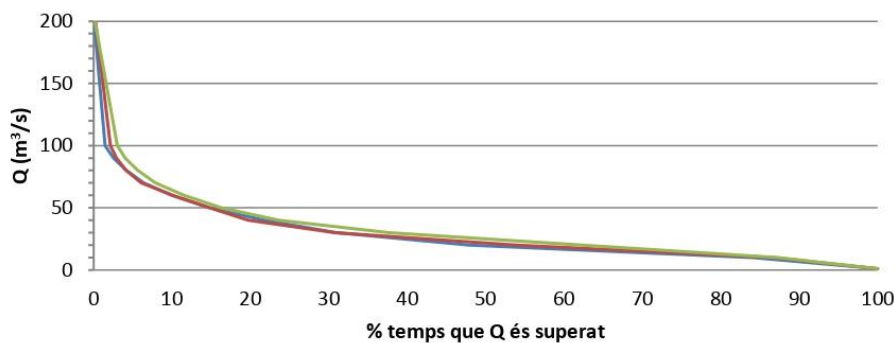


Figura B.1. Corba de cabals classificats de les estacions d'Organyà (línia blava, 1950-2005), d'Oliana (línia vermella, 1952-2009) i Ponts (línia verda, 1946-2009). La corba de l'estació de Ponts està completada amb els registres de sortida de l'embassament de Rialb entre els anys 200 al 2009.

Alteració sobre RNC

El grau d'emmagatzematge per a l'embassament d'Oliana i de Rialb són, 0,1 i 0,5 respectivament.

a. Magnitud, variabilitat i estacionalitat de les aportacions anuals i mensuals

Oliana

S'analitza el període comprés des de l'octubre de 1958 fins al setembre del 2005; son, doncs 40 anys de sèries completes de dades en els dos punts de control.

Les aportacions enregistrades durant aquets anys, revela que les aportacions a la xarxa fluvial entre Organyà i Oliana es veuen incrementades substancialment fins a un 6%, de 909 a 964 hm³. Actualment, just per sobre del nucli d'Organyà es produeix una captació anual de 38 hm³ (Agència Catalana de l'Aigua, 2011), reduint les aportacions entrants al tram mig del Segre.

En 40 anys de dades, s'han pogut identificar 14 anys on les aportacions a Oliana són inferiors a les d'Organyà, d'un 8% de mitjana. Fet que contrasta amb la baixa capacitat de l'embassament d'Oliana per alterar sobre les aportacions anuals, degut al baix temps de residència dels recursos captats.

En relació a la variabilitat de la distribució mensual del cabal mig del tram, tot i el baix grau d'embassament d'Oliana, IR= 0,1, es produeixen alteracions al regim de cabal a escala mensual a partir del més d'abril. A partir d'aquest mes, l'embassament comença a retenir aigua, principalment del desglaç, per donar resposta a la demanda del canal d'Urgell fins al setembre (veure figura B.2). Fet que altera mínimament l'estacionalitat i la variabilitat anual que és reduïda per la suavització dels cabals extrems.

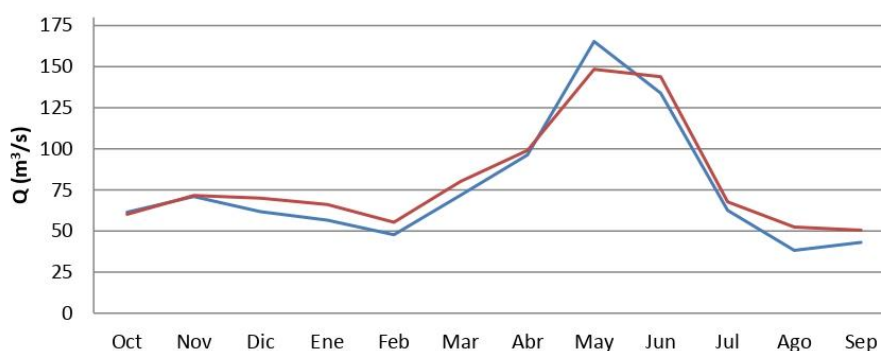


Figura B.2. Variabilitat mensual del cabal mig a les estacions d'Organyà (línia blava) i Oliana (línia vermella) entre els anys 1958-59 i 2004-05.

Rialb

S'analitza el període comprés des de l'octubre del 2000 fins al setembre del 2009; son, doncs 10 anys de sèries completes de dades en els dos punts de control.

La posada en funcionament de l'embassament de Rialb (2000) coincideix amb l'inici de la última gran sequera dels darrers 60 anys que va acabar el 2008. Durant aquest període (2000-09) es van enregistrar magnituds mitges inferiors a la mitjana, arribant a un volum anual a l'estació d'Oliana de 722,9 hm³ i de 807,4 hm³ a la sortida de l'embassament de Rialb, suposant un increment del 11,7 % en les aportacions. Comportament alterat durant el bienni hidrològic 2007-2009, degut a un increment dels recursos retinguts en relació al volum entrant.

La distribució mensual de les aportacions es troba actualment modificada, adaptada a les exigències de la demanda del reg (veure figura B.3). Emmagatzemant entre octubre i maig, moment on l'alliberament d'aigua es prou gran per començar a reduir el volum envasat fins a finals de setembre. Durant aquesta segona fase el cabal mig de sortida es mostra molt superior a l'esperat, sobretot a partir del juliol i l'agost. Es tracta doncs d'una alteració en la variabilitat i un augment de l'estacionalitat.

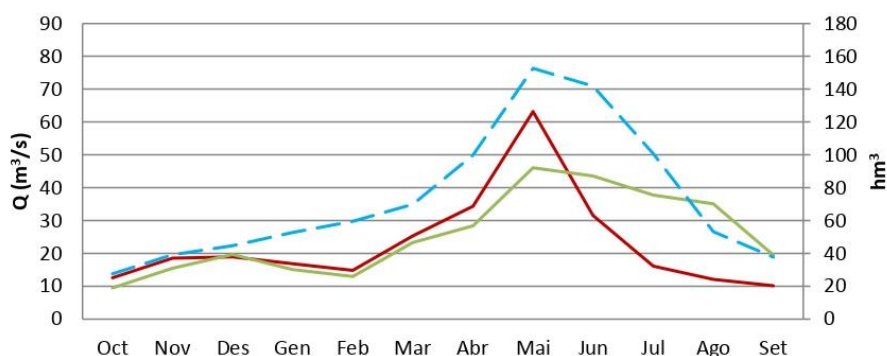


Figura B.3. Variabilitat mensual del cabal mig a l'embassament d'Oliana (línia vermella), a l'embassament de Rialb (línia verda) i de les reserves (línia blava) a l'embassament de Rialb entre l'any 2000-2001 i 2008-2009.

En aquest cas, sí que podem considerar que l'embassament de Rialb té capacitat per alterar sobre la magnitud de les aportacions hídriques i de la seva variabilitat mensual, fet reflectit per l'alt valor del grau de regulació de Rialb, és de IR= 0,5 (Batalla et al, 2004).

Canal d'Urgell

S'observa una tendència ascendent de les aportacions anuals a mesura que el riu es desplaça aigua avall; comportament que és modificat per les captacions del canal d'Urgell, reduint les aportacions anuals una mitjana de 411 hm³. Suposant una variació en la magnitud anual del 34 % al seu pas per Alòs de Balaguer entre els anys 1958 i 1982, permetent un escolament mig anual de 791 hm³ en comptes dels 1192 hm³ que li correspondrien (sumem Alòs + captacions) per trobar la mitjana suposada d'Alòs durant aquest període. Al mateix temps les captacions mensuals del canal d'Urgell ballen entre els 18 i els 53 hm³, arribant els mesos d'estiatge a superar el volum circulant del Segre a l'alçada d'Alòs de Balaguer.

b. Variabilitat diària

Oliana

La variabilitat dels valors habituals d'Oliana disminueix casi un 10% respecte als registres de l'estació d'Organyà, passant de 2,65 a Organyà a 2,39 a l'estació d'aforament d'Oliana. Això es degut a que augmenta més els valors del percentils mitjos que els dels extrems, tan superior com inferior. L'embassament d'Oliana tot i la poca capacitat d'emmagatzematge ha homogeneïtzat la variabilitat dels cabals diaris en termes generals, observant-se un petit increment en els cabals corresponents als percentils 25 i 50 d'Oliana respecte Organyà (veure figura B.4).

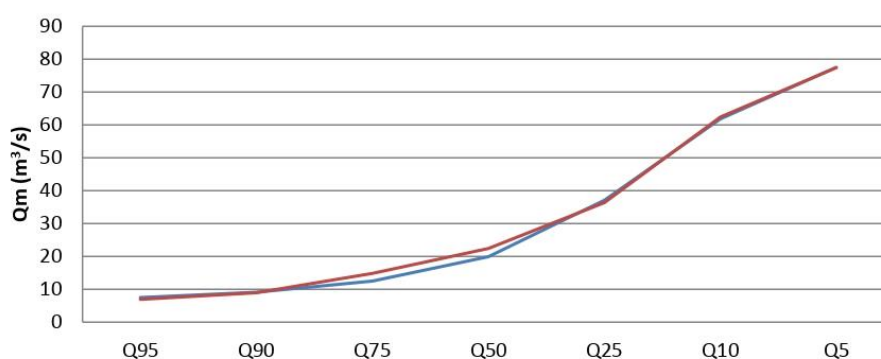


Figura B.4. Distribució dels percentils del cabal mig diari a les estacions d'Organyà (línia blava) i d'Oliana (línia vermella) enregistrats des de l'octubre de 1958 i el setembre de 2005 a partir de 40 anys de sèries de dades completes.

Rialb

L'alta capacitat d'emmagatzematge de l'embassament permet retenir una alta quantitat de recursos en diferents situacions. A la figura B.5. es mostra l'impacte sobre la corba de cabals d'aquestes pràctiques, on es produeix una reducció de la freqüència dels percentils baixos i alts, seguida per una pujada forta en els cabals mitjos. Aquest fet incrementa la severitat de l'estiatge i suavitza la resposta hidrològica del caràcter nival de la conca alta del Segre. La variabilitat anual a Oliana és de 3,25 i a Rialb de 1,7, fet que indica per un costat l'alta variabilitat anual de la dècada de 2000-09 i per un altre costat la capacitat del pantà de Rialb de suavitzar el caràcter hidrològic heterogeni dels rius de la conca mediterrània.

Canal d'Urgell

Les captacions d'aigua del canal d'Urgell, sobretot entre abril i setembre, alteren la magnitud de les crescudes habituals aigua avall de la toma del canal d'Urgell, deixant el pas a un volum d'escorrentia inferior. Fet, que en alguns casos, les crescudes habituals queden absorbides per la toma d'aigua, alterant l'energia i la freqüència de les mateixes.

La diferència interanual entre l'aportació màxima i mínima mensual respon al comportament del sistema fluvial. Aquest comportament es veu alterat per la captació del Canal d'Urgell, tan en època d'estiatge com d'aigües altes.

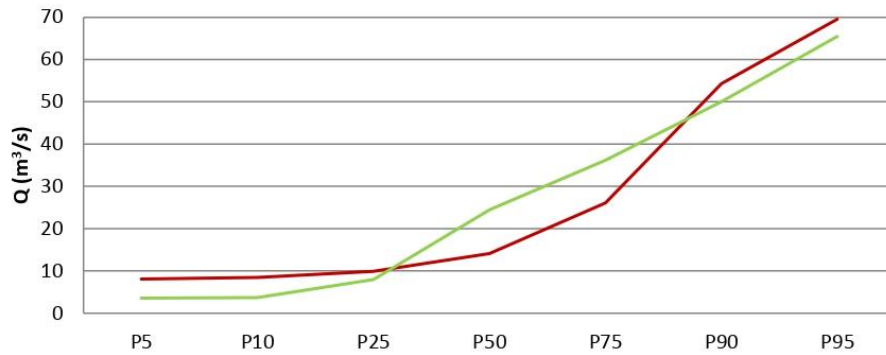


Figura B.5. Representació gràfica de la variabilitat diària de cabals mitjos a partir de la corbes de cabals classificats de les estacions d'Oliana (línia vermella) i de la sortida de l'embassament de Rialb (línia verda) entre els anys hidrològics 2000-2001 i 2008-2009.

ANNEX C. Valors Extremes (Resultats)

Alteració sobre RNC

a. Magnitud – Freqüència

Oliana

Novament, el període d'estudi està format per dues sèries de 40 anys de dades completes i temporalment coincidents (1958-2005). En el cas de la magnitud del \bar{Q}_C i Q_{Bank} s'ha enregistrat un increment aigua avall de l'embassament d'Oliana, veure taula C.1. Aquest comportament és invers als 5 anys de registres previs a la construcció de l'embassament, anys d'una importantíssima sequera, provocant la pèrdua de recursos hídrics superficials a favor de l'aquífer conjuntament amb la laminació en la propagació. Tant les variables de la mitja del cabal màxim circulant anual (\bar{Q}_C) i del cabal *bankfull* (Q_{Bank}), mostren una magnitud i una freqüència no alterada per la presència de l'embassament d'Oliana, a partir de les dades analitzades respecte aquests paràmetres.

Punt de control	\bar{Q}_C (m ³ /s)	Q_{Bank} (m ³ /s)	Q_{CH} (m ³ /s)
Organyà	171,0	179,7	77,5
Oliana	186,1	215,8	77,4

Taula C.1. Recull del valor de la mitja del cabal màxim circulant anual, del cabal *bankfull* i del cabal corresponen al llinar inferior de les crescudes habituals des de la posada en funcionament de l'embassament d'Oliana (1958-2005).

Els anys precedents a la construcció de l'embassament d'Oliana es van registrar a l'estació d'Oliana un \bar{Q}_C de 114 m³/s entre els anys 1950 i 1958, dècada marcada per una sequera molt accentuada durant el bienni del 1956-58. L'augment del \bar{Q}_C en els anys posteriors coincideix amb l'increment de l'escorrentia del riu Valira, el principal tributari aigua amunt de l'embassament d'Oliana, coincident amb la ràpida urbanització i la tala de boscos a Andorra (Batalla, 2004).

Índex	IMF
Magnitud de les Avingudes Màximes ¹	0,92
Magnitud del Cabal <i>Bankfull</i> ¹	0,91
Magnitud de les Crescudes Habituals	1,00

¹ Situació on l'índex >1, substituint el valor obtingut pel seu invers

Taula C.2. Índex d'alteració de Magnitud i Freqüència (IMF) corresponents a l'embassament d'Oliana.

La taula C.2 recull els resultats de l'aplicació dels índex de magnitud i freqüència entre les estacions d'Organyà i d'Oliana, mostrant una variació molt petit en la magnitud de les crescudes extraordinàries (Q_c i cabal *bankfull*) aigua avall, però no es percep cap variació en l'índex de les crescudes habituals.

Al mateix temps, s'ha analitzat la recurrència de les crescudes després de la construcció de l'embassament en les dues estacions d'aforament, Organyà i Oliana. Gràcies a la disponibilitat de cabals màxims instantanis (Q_{ci}) durant més de 40 anys en les dues estacions, ens permet examinar si un valor més puntual en el temps i de molta importància en la dinàmica hidrosedimentària resulta alterat per la capacitat de laminació de l'embassament.

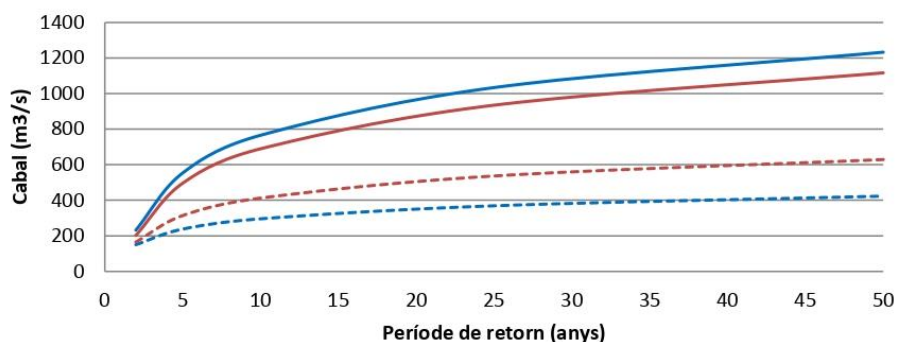


Figura C.1. Anàlisi de la freqüència a partir del model de distribució de Gumbel dels registres de Q_c (línia discontinua) i Q_{ci} (línia contínua) dels anys hidrològics 1958-59 al 2006-07 en les estacions d'Organyà (línia blava) i d'Oliana (línia vermella).

Conseqüentment, s'ha calculat la recurrència de les crescudes, fins a un període de retorn de 50 anys. S'ha emprat la distribució de valors extrems de Gumbel (tipus 1) ajustant els valors de Q_c i Q_{ci} en les estacions d'Organyà i d'Oliana (mirar la figura C.1) pel període posterior a la construcció de l'embassament. No es detecta que l'embassament d'Oliana tingui prou volum disponible per alterar la magnitud del Q_c aigua avall. En canvi, quan analitzem els Q_{ci} , s'aprecia la suficient capacitat de laminació de l'embassament per obtenir en una mateixa freqüència una magnitud de Q_{ci} a l'estació d'Oliana, sensiblement inferior a l'estimada per a l'estació d'Organyà.

En aquest cas, el baix grau d'embassament IR d'Oliana (0,1) és suficient per distorsionar la principal font d'energia del sistema fluvial, el Q_{ci} .

Rialb

Treballem amb dues estacions, la d'Oliana i la sortida de l'embassament de Rialb amb sèries de 8 anys de dades completes i temporalment coincidents, limitades pels anys hidrològics 2000 i 2009. L'interval d'estudi inclou uns anys de sequera extrema (2005, 2006 i 2007), altres de regulars i un de força humit (2008).

Els valors mitjos, durant aquests 8 anys, dels Q_c i del cabal *bankfull* (o formatiu) en les dues estacions presenten reduccions molt significatives aigües avall de l'embassament de Rialb (veure taula C.3).

Punt de control	\bar{Q}_C (m ³ /s)	Q_{GLL} (m ³ /s)	Q_{CH} (m ³ /s)
Oliana	130,4	160,2	69,5
Rialb	86,3	88,0	65,3

Taula C.3. Recull del valor de la mitja del cabal màxim circulant anual, del cabal bankfull i del cabal corresponen al llinar inferior de les crescudes habituals des de la posada en funcionament de l'embassament de Rialb (2000-2009).

Índex	IMF
Magnitud de les Avingudes Màximes	0,66
Magnitud del Cabal Bankfull	0,74
Magnitud de les Crescudes Habituals	0,94

Taula C.4. Índex d'alteració de Magnitud i Freqüència (IMF) corresponents a l'embassament de Rialb.

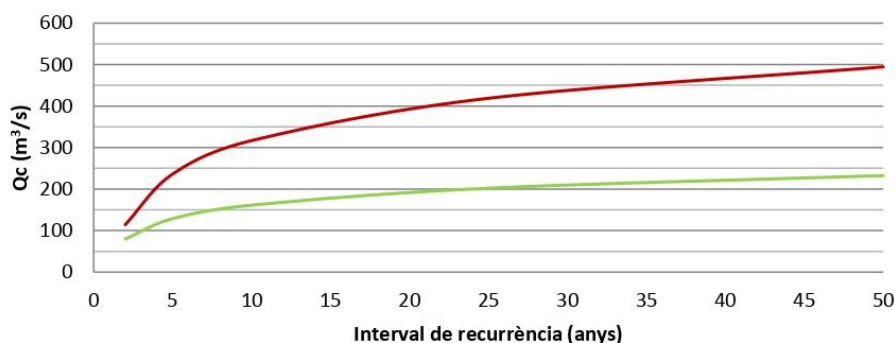


Figura C.2. Anàlisi de freqüències dels Q_c esperats a Oliana (línia vermella) i a la sortida de l'embassament de Rialb (línia verda).

Els resultats mostren canvis en la magnitud de les avingudes màximes d'un 34%, i canvis en la magnitud del cabal *bankfull* de més d'un 26%. En canvi, tot hi haver alteracions sobre el llinar inferior de la magnitud del cabal de les crescudes habituals, no es mostra una alteració significativa respecte als valors enregistrats a l'estació d'Oliana (veure taules C.3 i C.4). Totes aquestes variacions queden reflectides a la corba de recurrència dels màxims cabals diaris (Q_c) esperats, fet que pressuposa que s'ha produït una alteració sobre la freqüència dels cabals esperats. La corba mostra la distribució de cabals a partir del mètode de distribució de Gumbel (veure figura C.2), i son el resultat de l'alta capacitat d'alteració de l'embassament de Rialb degut al notable grau d'embassament ($IR = 0,5$).

L'alteració de l'embassament de Rialb sobre els cabals màxims diaris esperats es molt considerable i preocupant des d'un punt de vista de la dinàmica hidrosedimentària. L'embassament ha reduït a més de la meitat la magnitud del cabal màxim diari esperat, com a mínim en les recurrències de fins als 50 anys. Aquest fet facilita, a priori, la invasió dels marges per la vegetació, reduint-ne la llera activa. La manca de dades de cabals màxims instantanis

(Q_c) no permet avaluar l'afecció produïda per la construcció de l'embassament de Rialb sobre aquesta variable, fet que resultaria de notable interès vista l'alta capacitat de laminació de l'embassament.

b. Variabilitat - Estacionalitat – Duració

Oliana

L'embassament d'Oliana afecta els cabals aigua avall (Organyà). A la taula C.5 es mostra la variabilitat dels Q_c i dels cabals de crescuda habitual per a un període de 39 anys, assenyalant, una vegada més, la forta afecció a la variabilitat anual. Aquesta variabilitat es fa evident si ens fixem en el resultat assolit pels índex d'alteració, fent-se més acusada en els cabals màxims anuals que en els cabals corresponents a les crescudes habituals.

Per al període que comprèn els anys amb registres de dades pre-embassament (1952-53 a 1958-59), s'ha analitzat la variabilitat del cabal màxim diari per cada any i el cabal de les crescudes habituals. La diferència de la variació de cabals entre estacions d'aforament és molt petita, pròxima al 3%. Tot i l'absència d'embassament, l'aplicació de l'índex de variabilitat de les avingudes màximes diàries anuals i l'índex de variabilitat de les Crescudes Habituals denota unes diferències entre la variabilitat de les estacions pròxima al 10%, segurament produïdes per l'atenuació i emmagatzematge conseqüents d'una variació espacial del cabal produït pel desglaç de neu i per la variació en les contribucions de les aigües subterrànies.

	Coef. Variació Q_c	Coef. Variació CH
Organyà	0,57	0,35
Oliana	0,77	0,45
Índex	1,35	1,30

Taula C.5. Coeficients de variació del màxim cabal mig diari anual i coeficient de variació dels cabals corresponents a la crescuda habitual a Organyà i Oliana. Conjuntament es recull l'índex de variabilitat (IV) de les avingudes màximes diàries anuals i l'índex de variabilitat (IV) de les Crescudes Habituals durant el període posterior a la construcció de l'embassament.

La variació sobre el Q_c es pot observar entre els dos punts de control, Organyà i Oliana, presentant diferències positives superiors als $400 \text{ m}^3/\text{s}$ quan Oliana desembassa i de negatives fins als $160 \text{ m}^3/\text{s}$ quant l'embassament lamina o emmagatzema.

La figura C.3, recull la freqüència mensual d'aquells cabals iguals o superiors al $Q_{5\%}$, reflectint un canvi entre les estacions respecte a la freqüència primaveral. Organyà, durant l'estació de les aportacions de la fusió nival, presenta un patró on el màxim es centra en el mes de maig i juny. L'embassament, té prou capacitat per desplaçar una part dels cabals del maig al més de juny, homogeneïtzant la freqüència mensual.

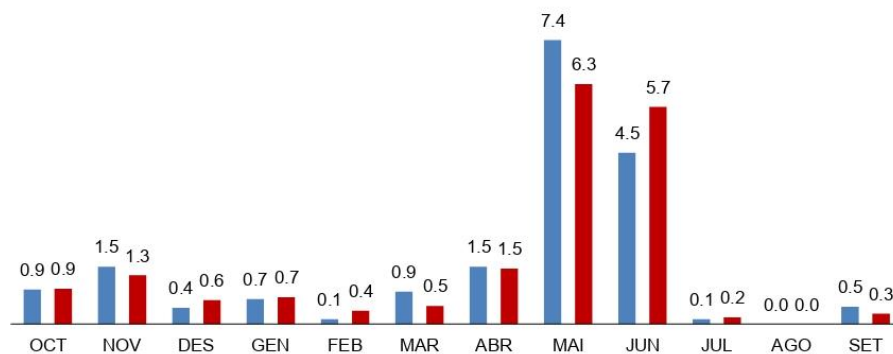


Figura C.3. Comparació de les freqüències mensuals dels cabals superiors a la Crescuda Habitual a les estacions d'Organyà (barres blaves) i Oliana (barres vermelles).

	Dies
Organyà	38
Oliana	42
Índex ¹	0,9

¹ Situació on l'índex >1, substituint el valor obtingut pel seu invers

Taula C.6. Número mig de dies consecutius amb cabals amb un valor superior al quartil 5% a les estacions d'Organyà i d'Oliana. Conjuntament es recull l'índex de Duració (ID) amb dies consecutius on els cabals són superior al quartil 5%.

La duració de les crescudes no s'ha vist afectada per la presència i gestió de l'embassament d'Oliana, mantenint-se el seu màxim fins a 42 dies de mitja anual a l'estació d'Oliana (veure taula C.6).

Rialb

A la taula C.7 es mostra la variabilitat dels Q_c i els cabals de crescuda habitual per a un període de 9 anys, en el que s'evidencia, una vegada més, l'afecció a la variabilitat anual del pantà de Rialb. Aquesta variabilitat es fa evident si ens fixem en el resultat assolit pels índex d'alteració, (i.e. reducció de la variabilitat), fent-se més acusada en les crescudes habituals. Es pot observar com el descens de la variabilitat aigües avall ha arribat a disminuir fins un 52% en el cas de les crescudes habituals i un 39% en el cas dels màxims cabals diaris.

Cal tenir present que per al període que comprèn els anys amb registres de dades previs a la construcció de l'embassament, del 1958-59 al 1981-82, es va analitzar la variabilitat del cabal màxim diari per cada any i el cabal de les crescudes habituals. S'observa que la diferència de la variació de cabals entre les estacions d'Oliana i Ponts és molt petita, pròxima als 0,05 punts, i amb increments a la variabilitat del Q_c i reduccions en la variabilitat del cabal de crescuda habitual. Tot i l'absència d'embassament, l'aplicació dels índex denota una reducció entre la variabilitat de les estacions pròxima al 6% en el cas del Q_c i del 16% per a les crescudes habituals.

	Coef. Variació Q _c	Coef. Variació CH
Oliana	0,88	0,42
Rialb	0,53	0,21
Índex	0,61	0,48

Taula C.7. Coeficients de variació del màxim cabal mig diari anual i coeficient de variació dels cabals corresponents a la crescuda habitual a Oliana i Ponts. Conjuntament es recull l'índex de variabilitat (IV) de les avingudes màximes diàries anuals i l'índex de variabilitat (IV) de les Crescudes Habituals durant el període posterior a la construcció de l'embassament.

Cal indicar que en la mitjana del màxim cabal diari anual presenta diferències positives anuals superiors als 13 m³/s quan Rialb desembassa i de negatives de 250 m³/s quant l'embassament lamina o emmagatzema. Aquestes fluctuacions contrasten amb el valor mig del màxim cabal diari anual de tot el període post-Rialb, que s'aproxima als 65,3 m³/s.

El pantà de Rialb, es troba en un escenari marcat per l'alta freqüència de les aigües altes al més de maig, fruit de la fase del desgel que s'ha avançat en els últims anys concentrant-se en un sol mes (Gallart, 2004). Al mateix temps tenim un increment del cabal al mes de març, mostrant un nou perfil de comportament (veure figura C.4). És un perfil alterat pel baix valor del llindar del màxim cabal diari, modificat pels baixos cabals enregistrats durant la sequera de la segona meitat de la primera dècada dels 2000, reduint la mitja del valor del període fins un 32%, (de 95,6 a 65,3 m³/s). Aquest fet que ha permès incorporar cabals baixos al grup de crescudes superiors al Q_{5%}.

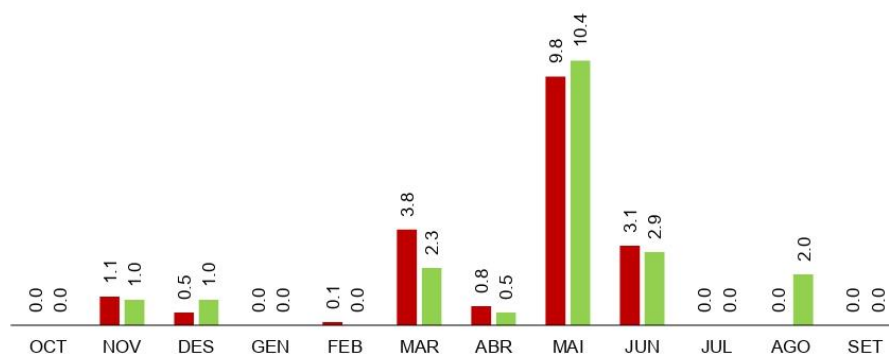


Figura C.4. Comparació de les freqüències mensuals dels cabals superiors a la Crescuda Habitual a les estacions d'Oliana (barres vermelles) i Rialb (barres verdes).

Al mateix temps, trobem un nou escenari on s'alteren els quatre mesos d'estiatge per l'alliberament d'aigua per a reg de l'embassament de Rialb durant el mes d'agost (veure figura C.4).

La duració de les crescudes no s'ha vist afectada per la presència i gestió de la presa de Rialb, mantenint-se el seu màxim fins a 32 dies de mitja anual a les dues estacions. Fent que l'índex de durabilitat es mantingui a la unitat.

ANNEX D. Evolució Morfològica (Resultats)

L'evolució de la morfologia del Segre mig s'ha analitzat a partir de la identificació i la digitalització d'un conjunt unitats morfològiques de les fotografies aerees i ortofotomapes de la zona entre el 1956 fins al 2008. La cartografia resultant, les fotografies aerees i els ortofotomapes utilitzats han estat distribuïts en 20 plans (o fulls) i s'han inclòs a l'annex D. La figura D.1, mostra, identifica i localitza la distribució espacial dels diferents fulls de l'annex D.

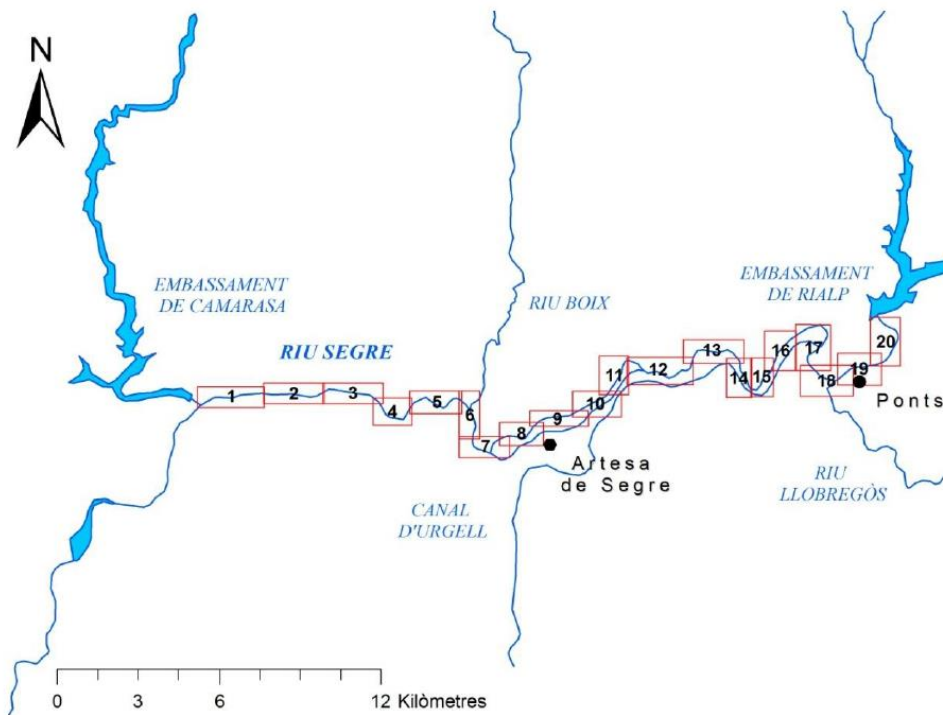


Figura D. 1. Tram seleccionat per a l'estudi del diagnòstic sedimentari del Segre Mig. El seu recorregut ha estat delimitat amb 20 plans (o seccions) per distribuir a l'annex C la cartografia morfològica resultant i les fotografies aèries i els ortofotomapes utilitzats en l'anàlisi de l'estudi de l'evolució morfològica del riu Segre.

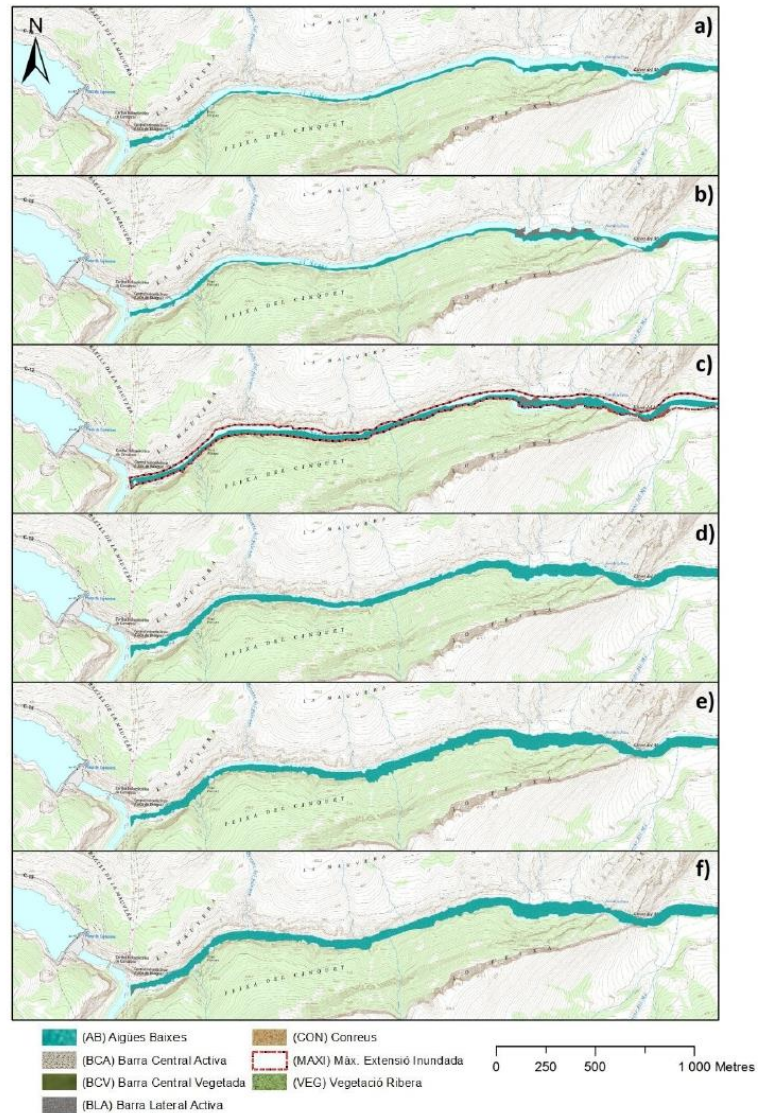


Figura D. 2. (Full 1) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre l'embassament de Camarasa i l'estret del Mu (3 km aigua avall d'Alòs de Balaguer), referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge del (a) 1956 i del (d) 1992 s'observa una pèrdua d'àrees sedimentàries actives (i.e. barres) amb la construcció d'una resclosa 200 metres aigua amunt de la confluència amb la Noguera Pallaresa. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

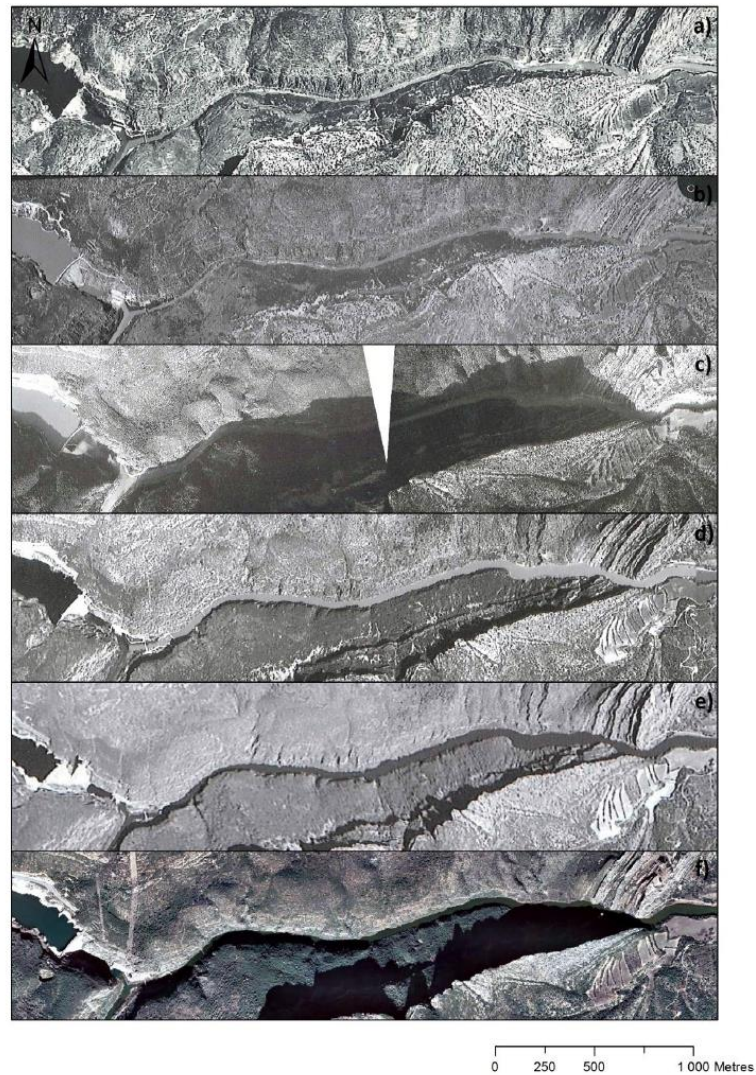


Figura D. 3. (Full 1) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre l'embassament de Camarasa i l'estret del Mu (3 km aigua avall d'Alòs de Balaguer), 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 (d) 1992 s'observa una pèrdua d'àrees sedimentàries actives (i.e. barres) amb la construcció d'una resclosa 200 metres aigua amunt de la confluència amb la Noguera Pallaresa. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

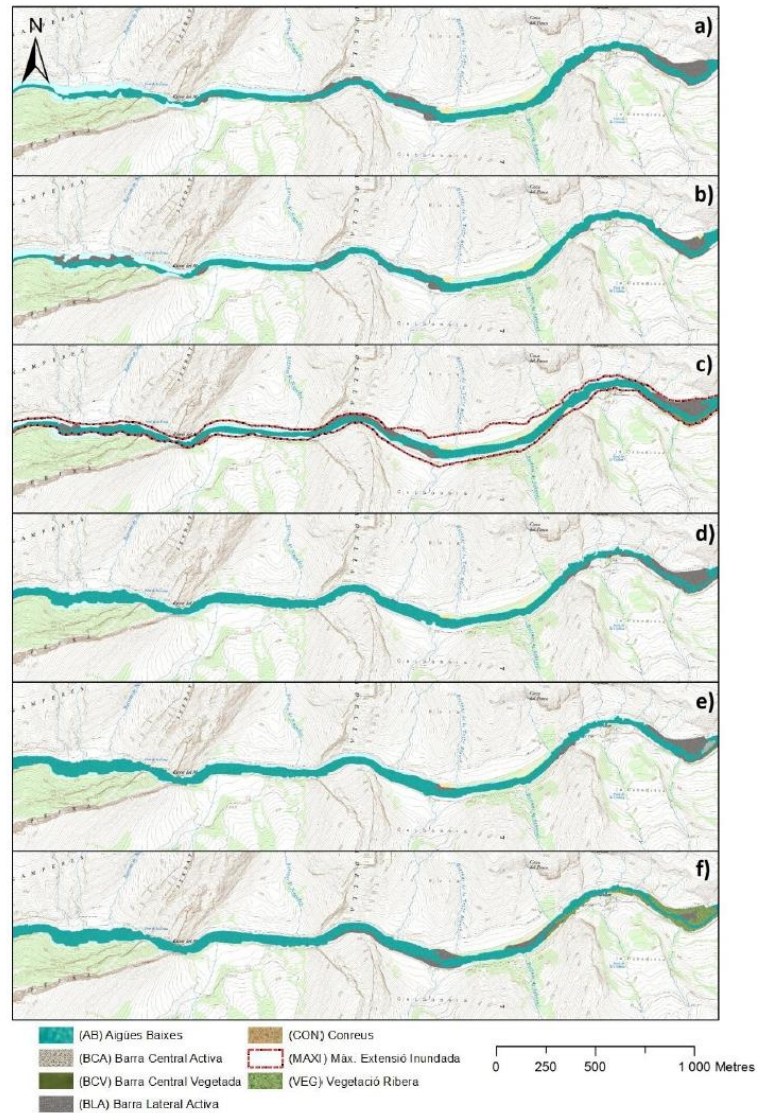


Figura D. 4. (Full 2) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre l'estret del Mu i el pont d'Alòs de Balaguer (400 m aigua avall d'Alòs de Balaguer), referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

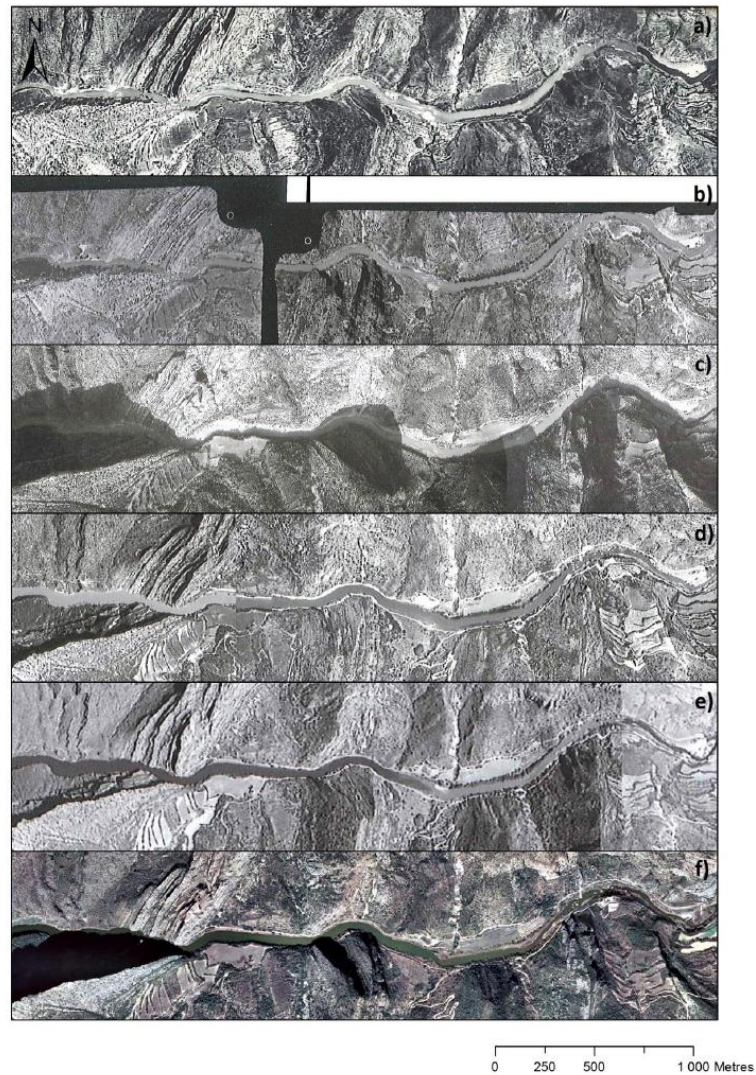


Figura D. 5. (Full 2) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre l'estret del Mu i el pont d'Alòs de Balaguer (400 m aigua avall d'Alòs de Balaguer), 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

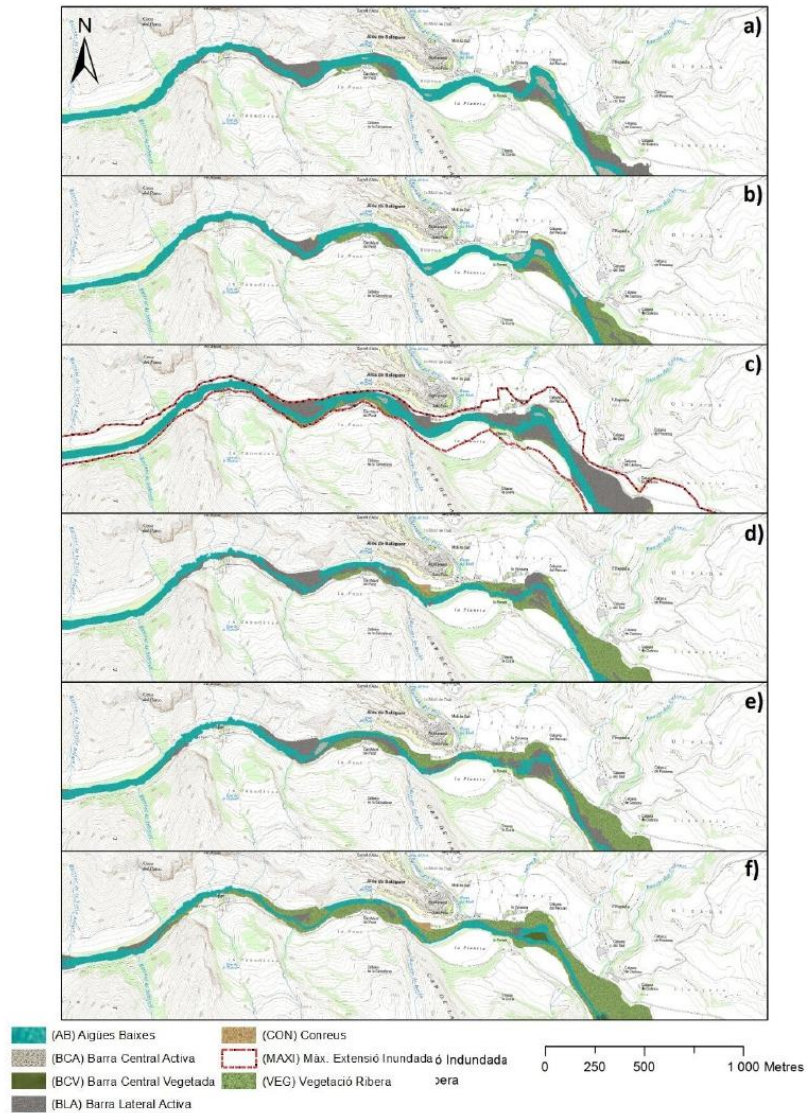


Figura D. 6. (Full 3) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre el pont d'Alòs de Balaguer i 1 km aigua amunt d'Alòs de Balaguer, referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge del (a) 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

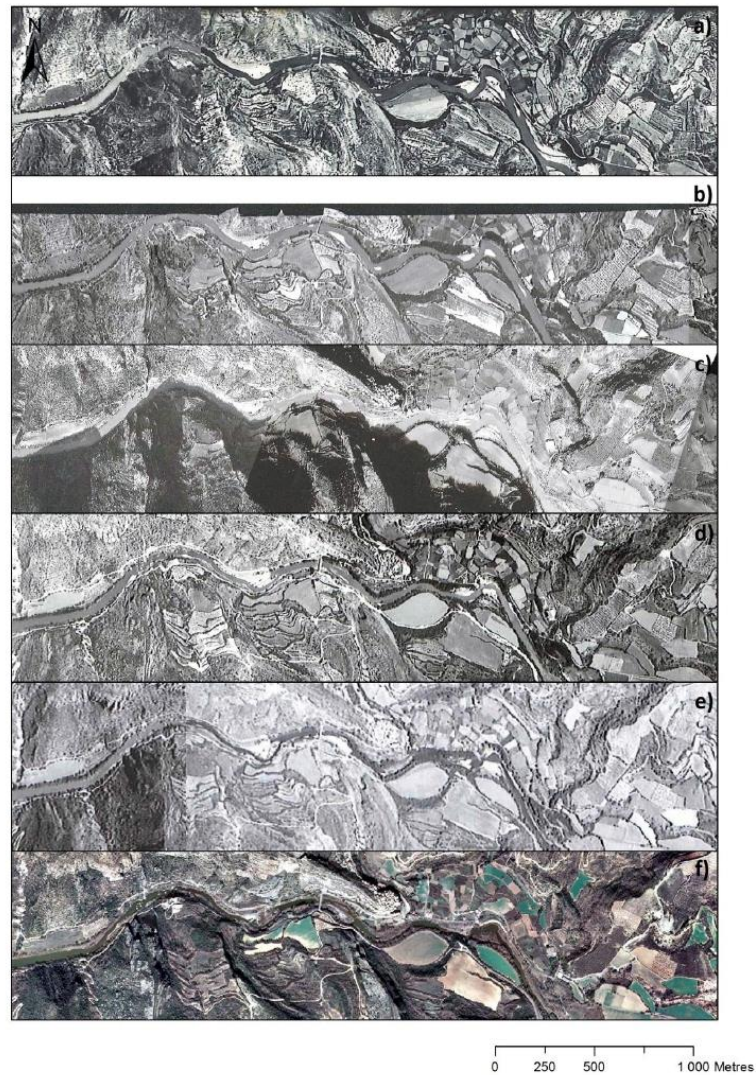


Figura D. 7. (Full 3) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre el pont d'Alòs de Balaguer i 1 km aigua amunt d'Alòs de Balaguer, 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

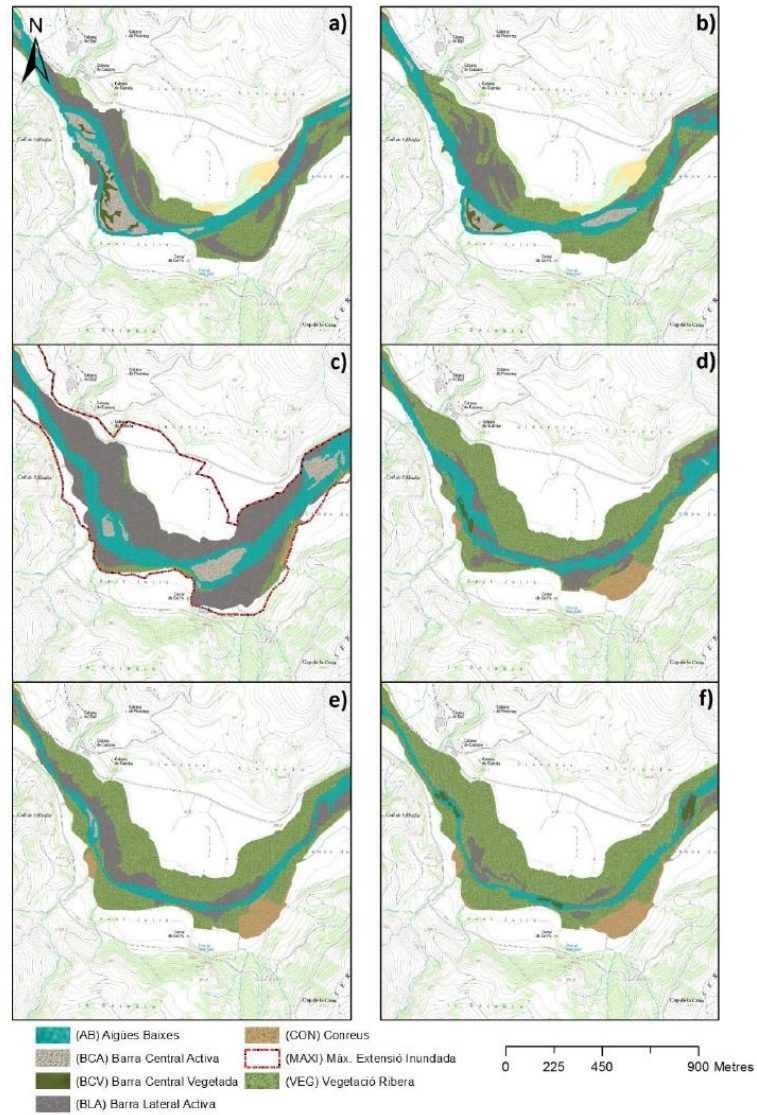


Figura D. 8. (Full 4) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre la confluència del riu Segre amb el tributari barranc dels Codonys i el paratge camps del riu, referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

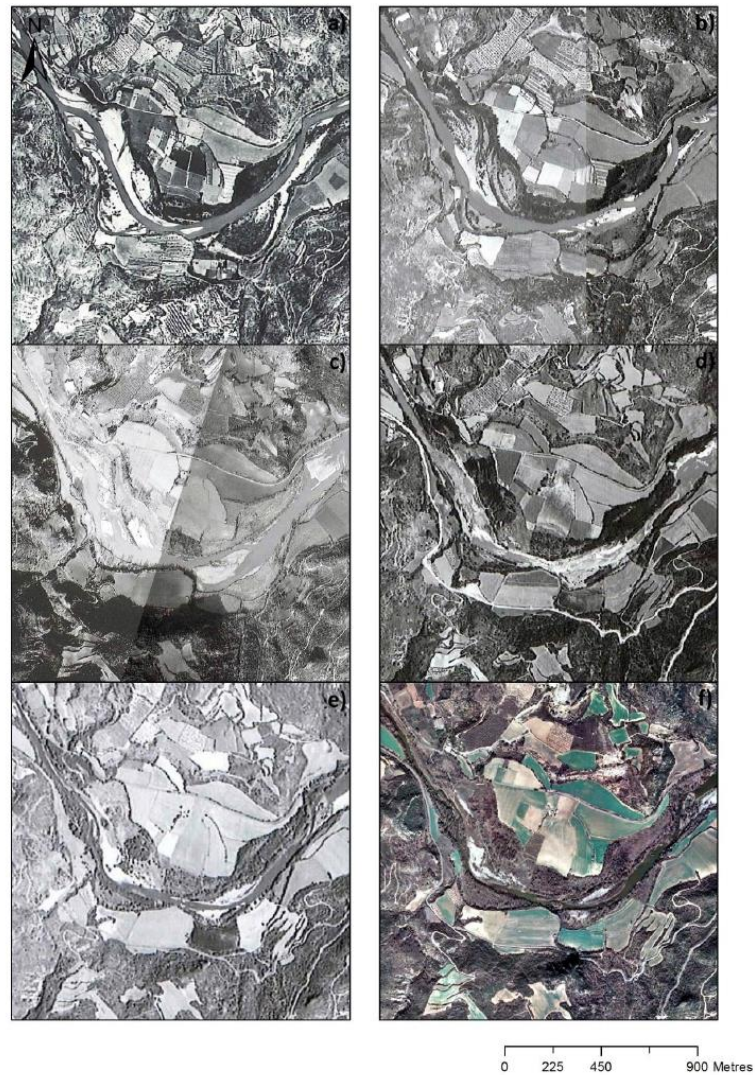


Figura D. 9. (Full 4) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre la confluència del riu Segre amb el tributari barranc dels Codonys i el paratge camps del riu, 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

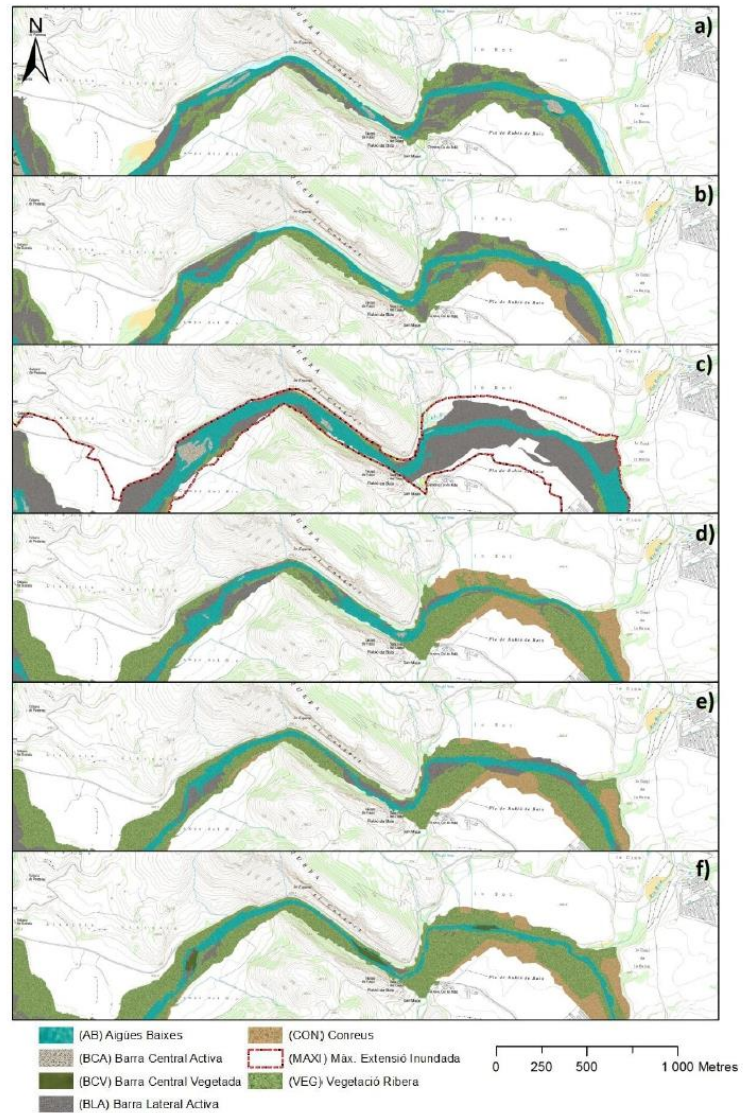


Figura D. 10. (Full 5) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre el paratge camps del riu i la confluència del riu Segre amb el riu Foix, referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge 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.

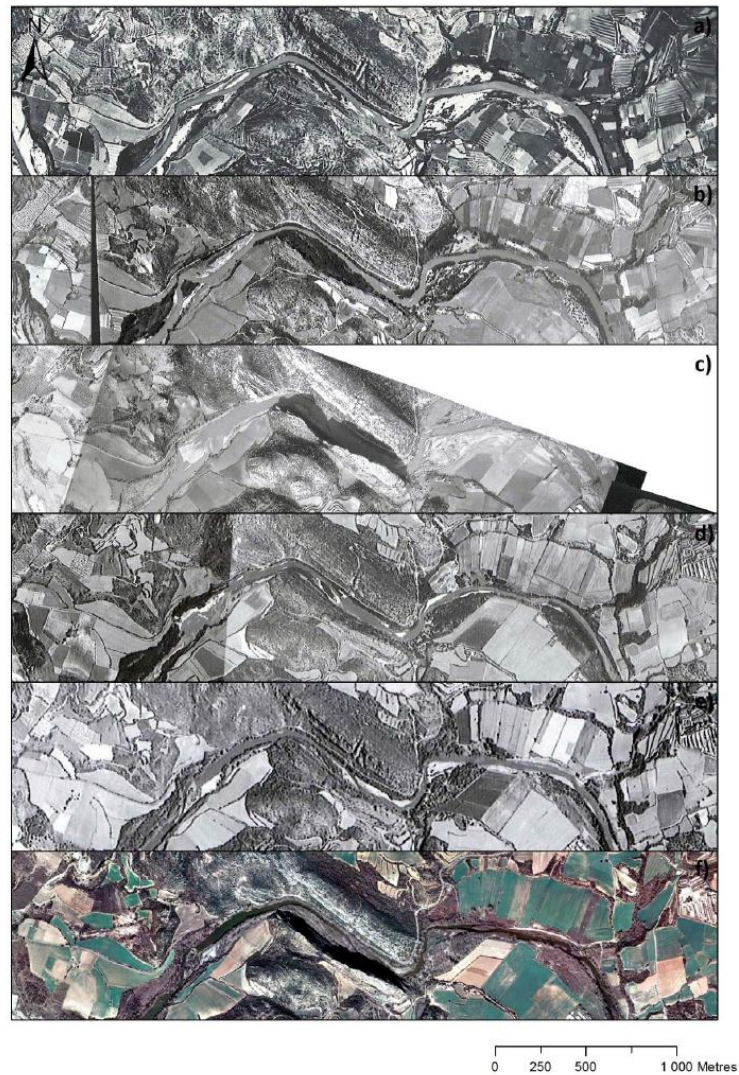


Figura D. 11. (Full 5) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre el paratge camps del riu i la confluència del riu Segre amb el riu Foix, 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

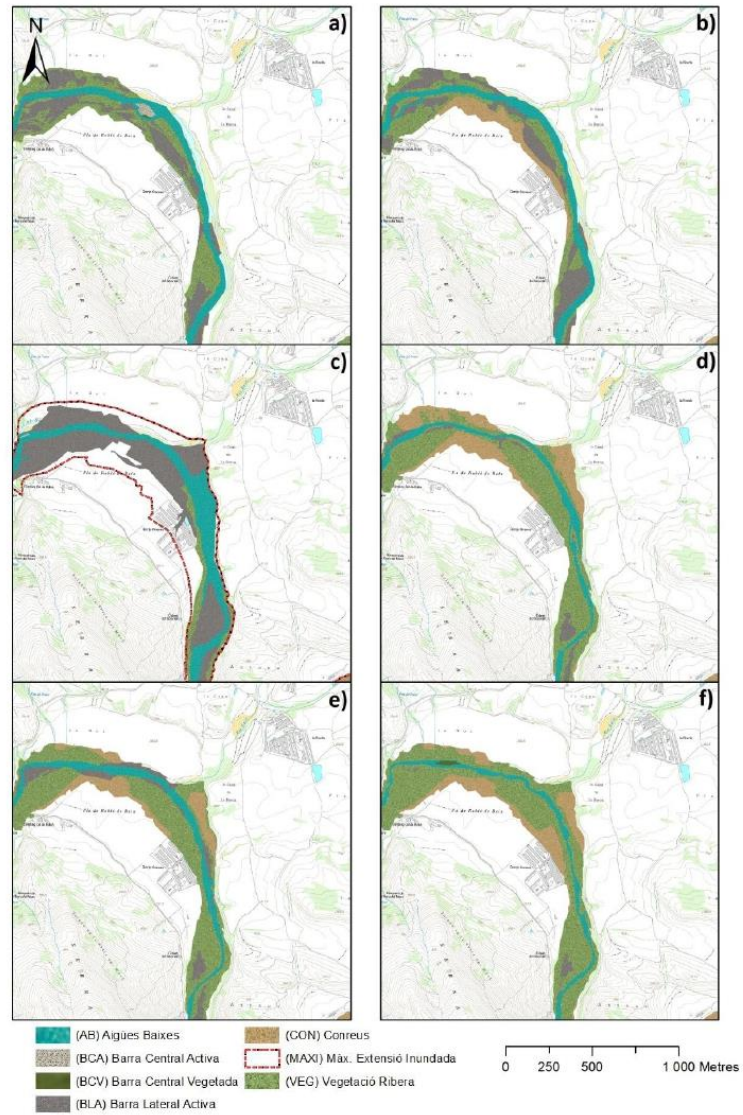


Figura D. 12 (Full 6) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre la confluència del Segre amb el riu Foix i el paratge de Santa Maria de Salgar, referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la 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. La direcció del flux va de sud-est a oest de les imatges.

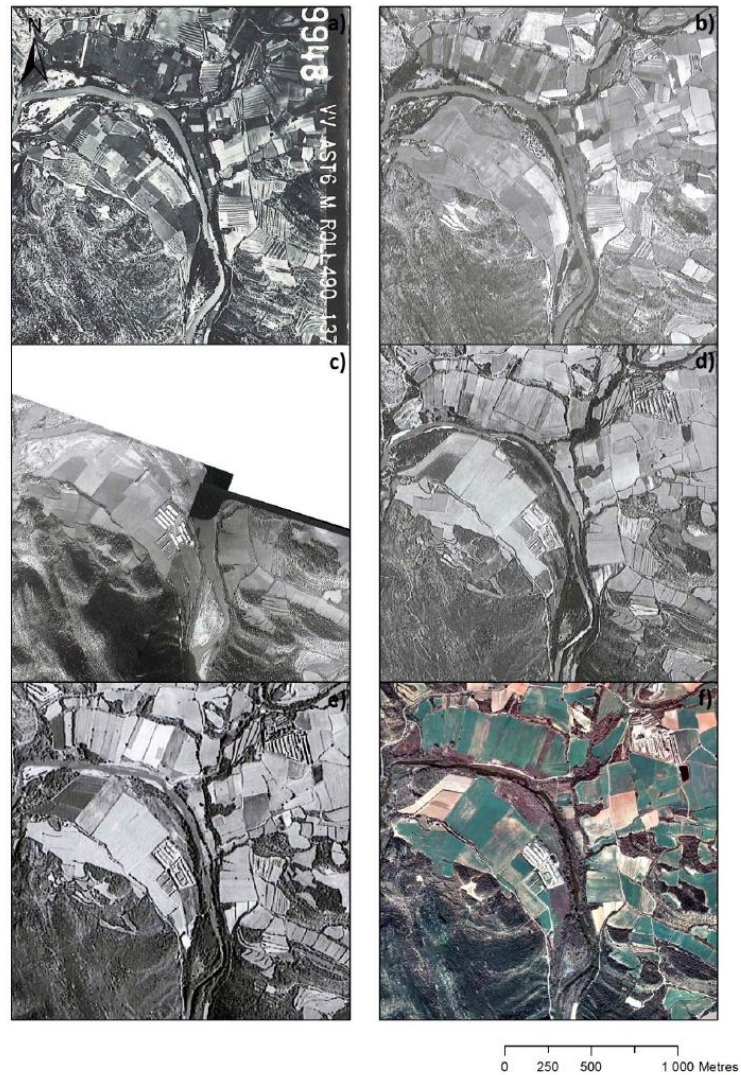


Figura D. 13. (Full 6) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre el paratge camps del riu i la confluència del riu Segre amb el riu Foix, 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

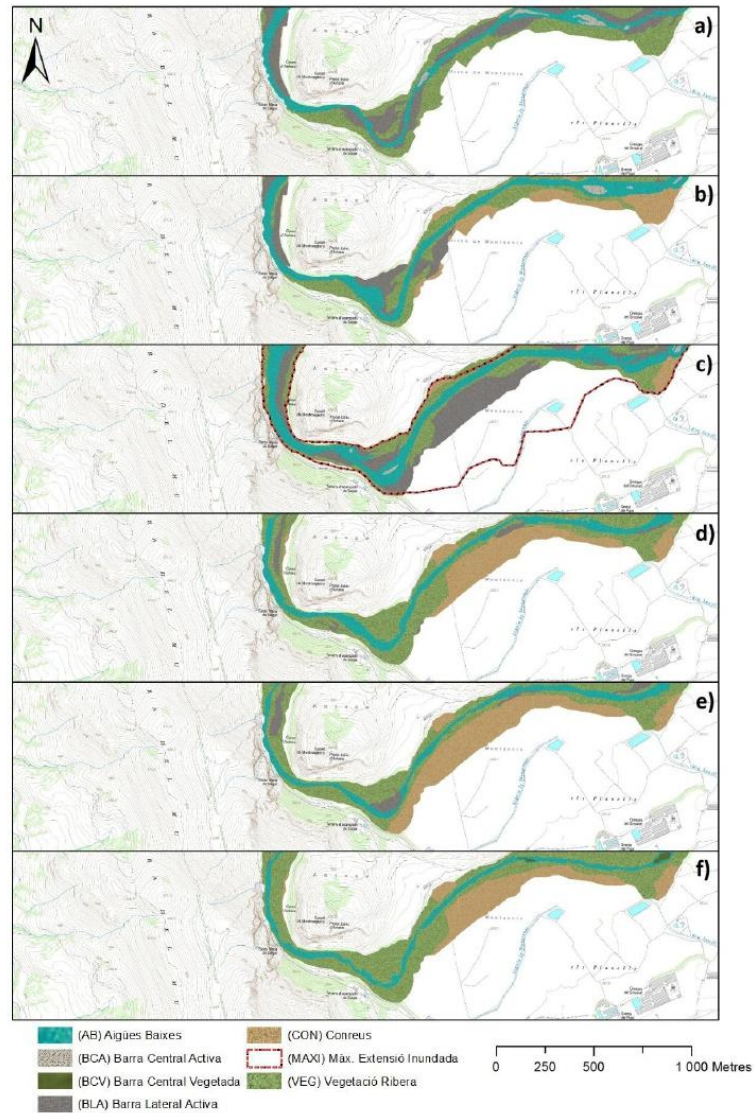


Figura D. 14. (Full 7) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre el paratge de Santa Maria de Salgar i el paratge de la Planella, referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge del (a) 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 de nord-est a nord-oest de les imatges.

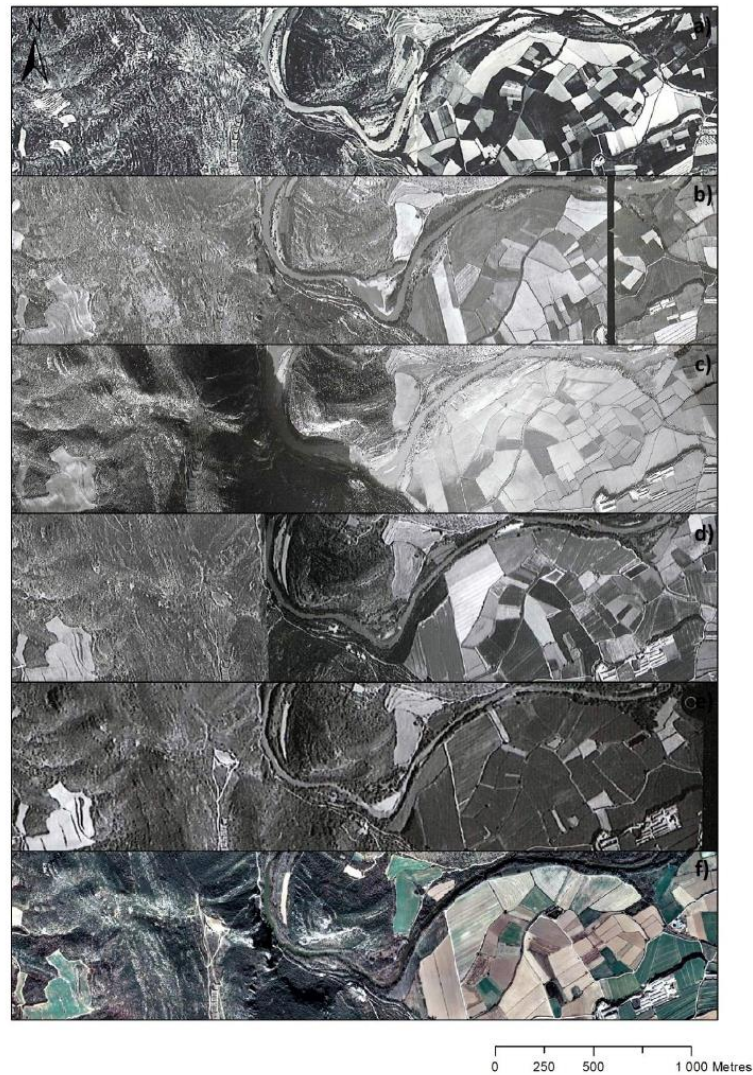


Figura D. 15 (Full 7) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre el paratge de santa Maria de Salgar i el paratge de la Planella, 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. La direcció del flux va de nord-est a nord-oest de les imatges.

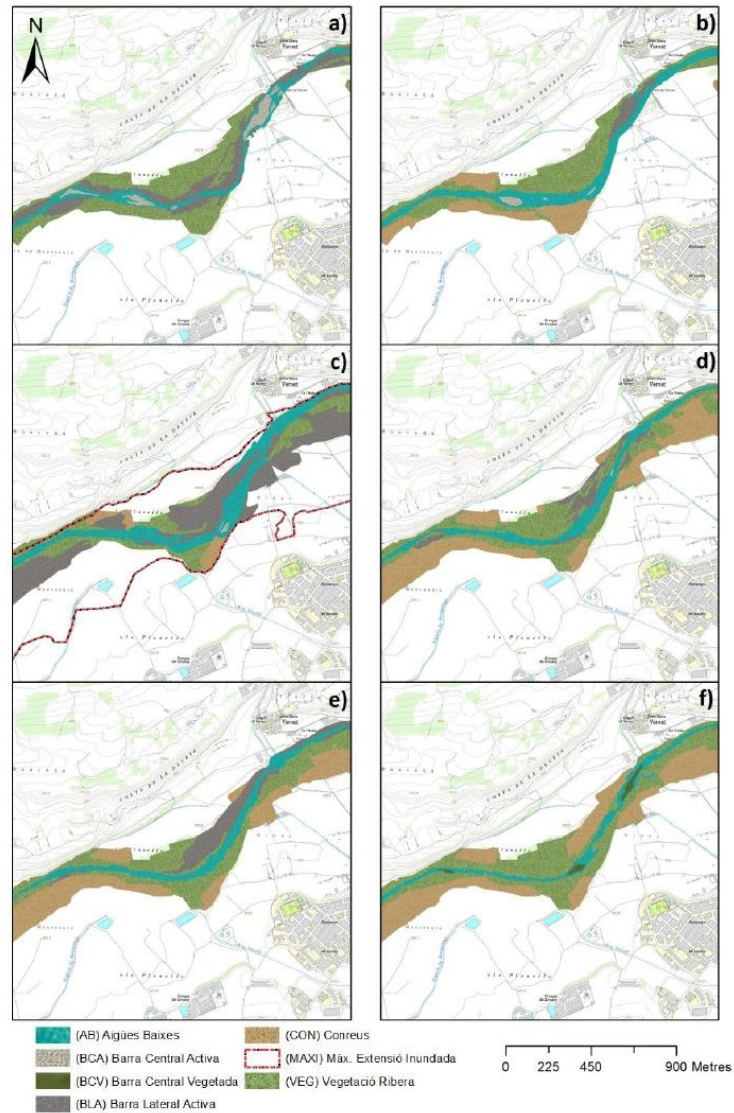


Figura D. 16 (Full 8) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre el paratge de la Planella i el nucli urbà de Vernet (Artesa de Segre), referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge 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.

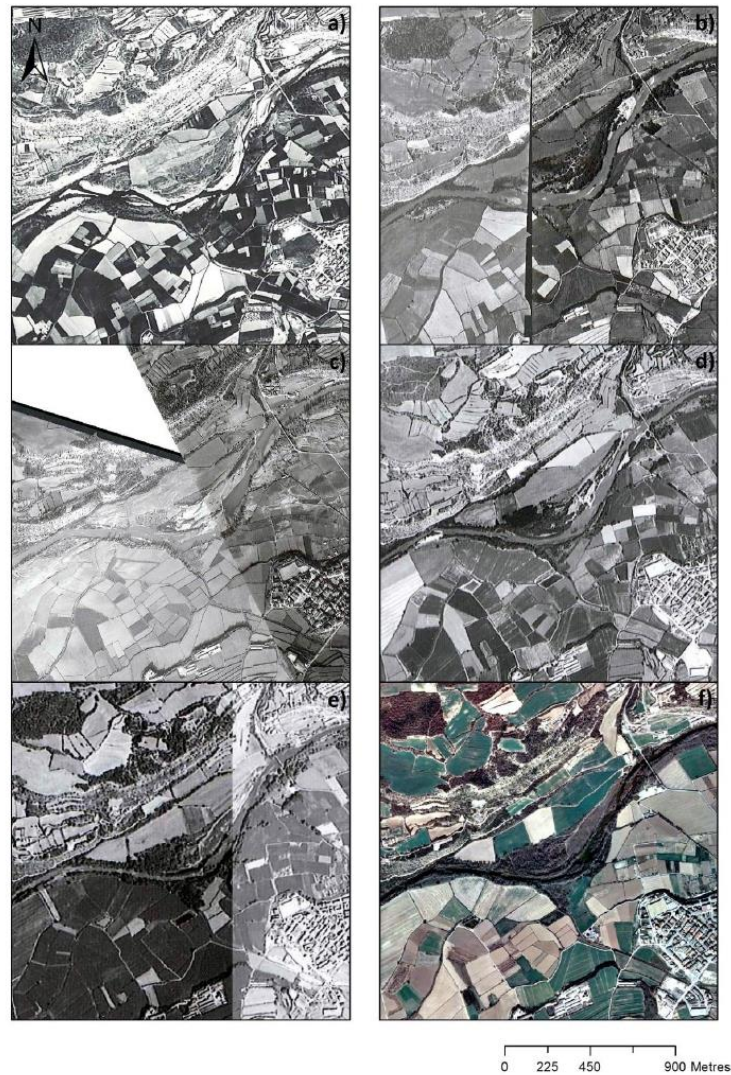


Figura D. 17 (Full 8) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre el paratge de la Planella i el nucli urbà de Vernet (Artesa de Segre), 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

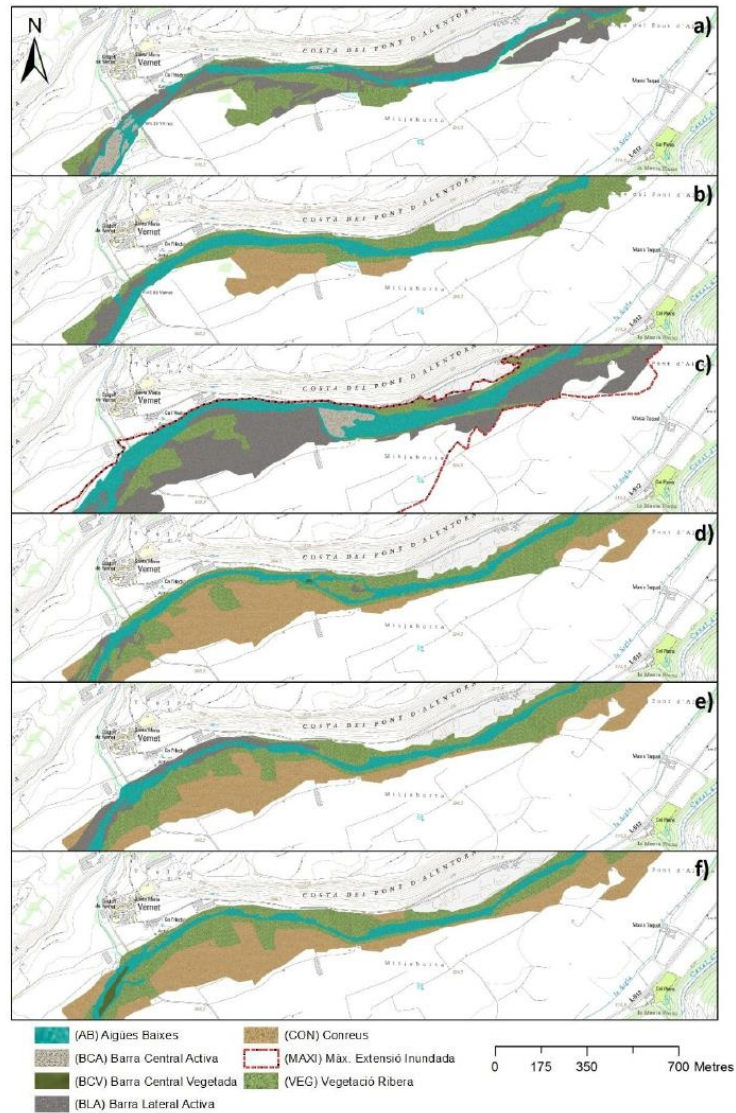


Figura D. 18 (Full 9) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre el nucli urbà de Vernet (Artesa de Segre) i el Pont d'Alentorn, referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge del (a) 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.

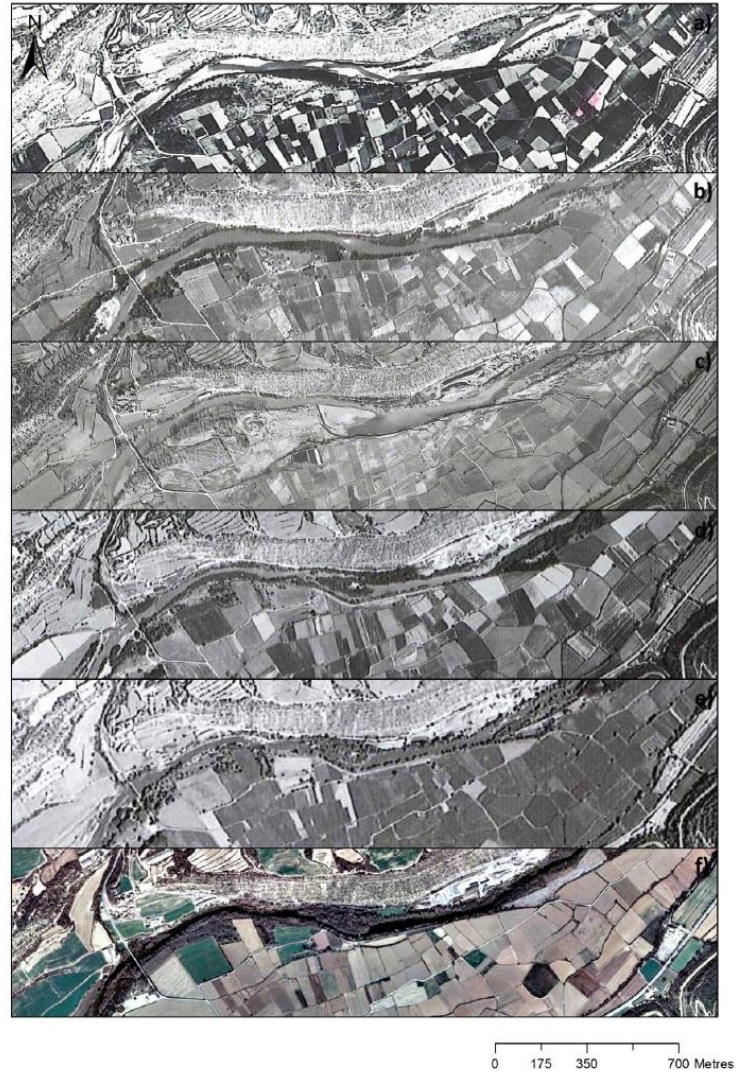


Figura D. 19 (Full 9) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre el nucli urbà de Vernet (Artesa de Segre) i el Pont d'Alentorn, 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

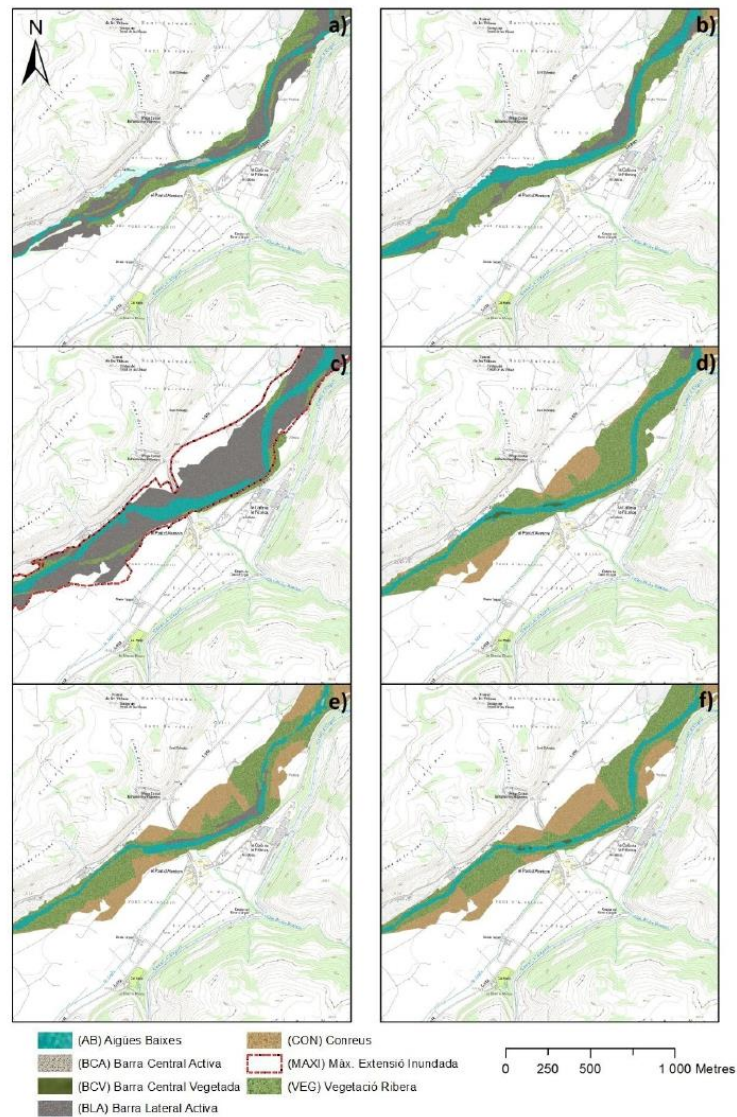


Figura D. 20 (Full 10) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre el Pont d'Alentorn i la gravera del Camats, referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge del (a) 1956 i del (f) 2008 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.

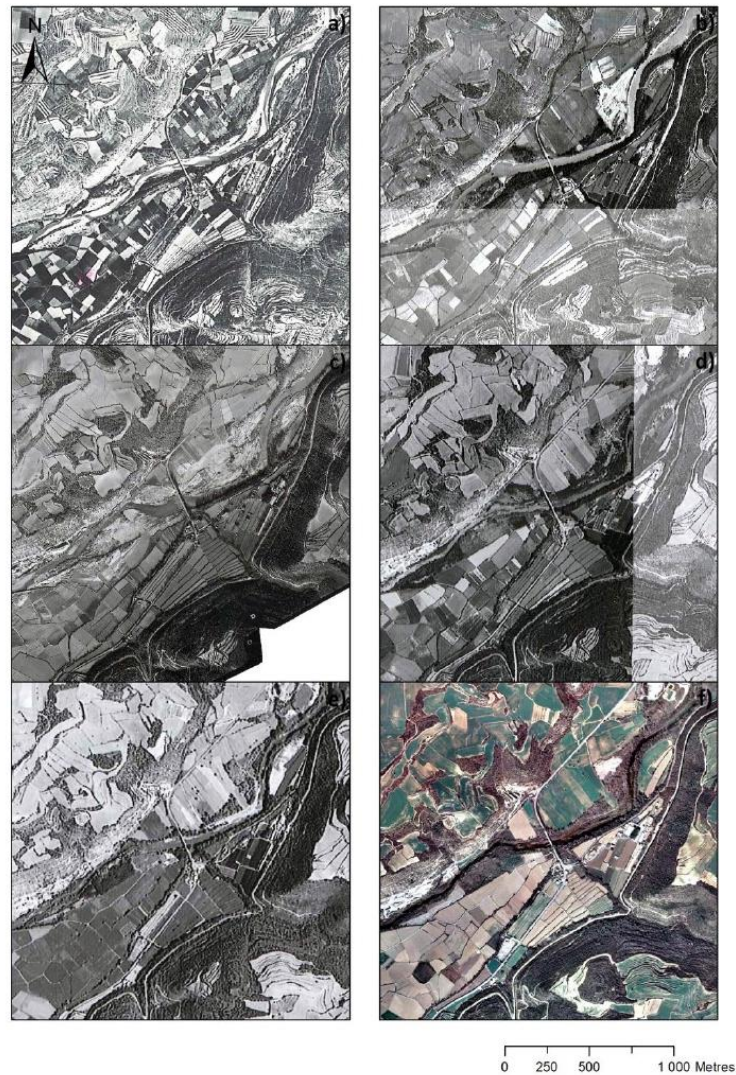


Figura D. 21 (Full 9) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre el Pont d'Alentorn i la gravera del Camats, referent a les fotografies 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

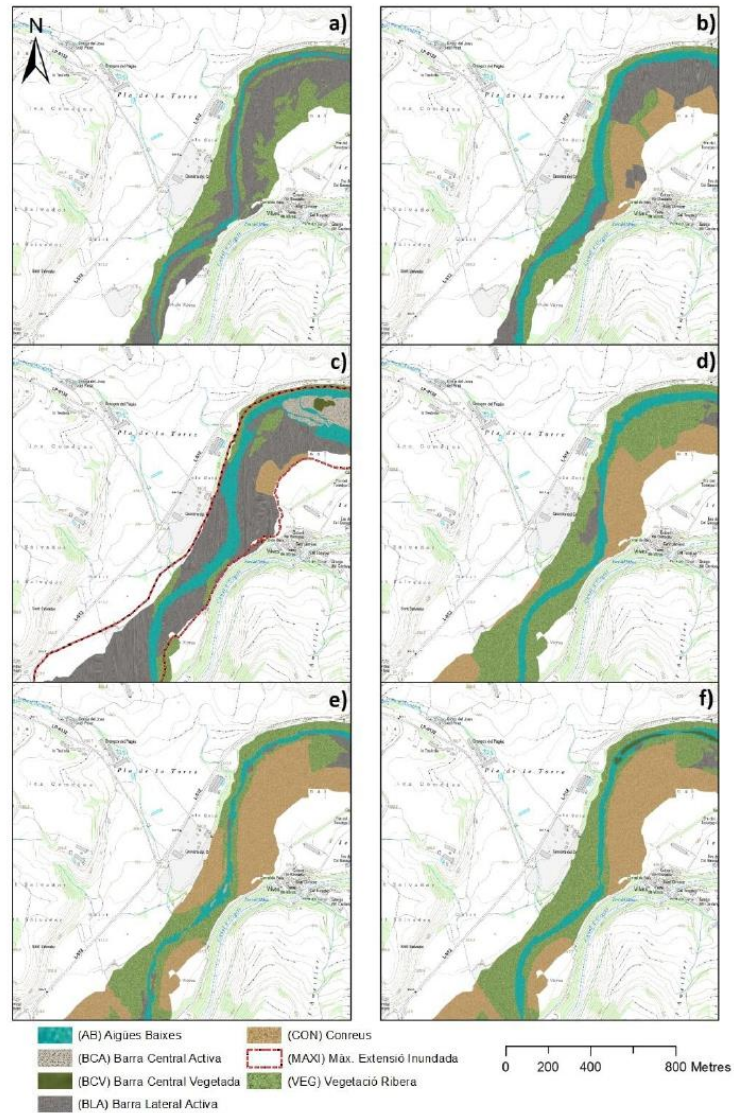


Figura D. 22 (Full 11) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre la gravera del Camats i el paratge de l'Arenal, referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge del (a) 1956 i del (f) 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.

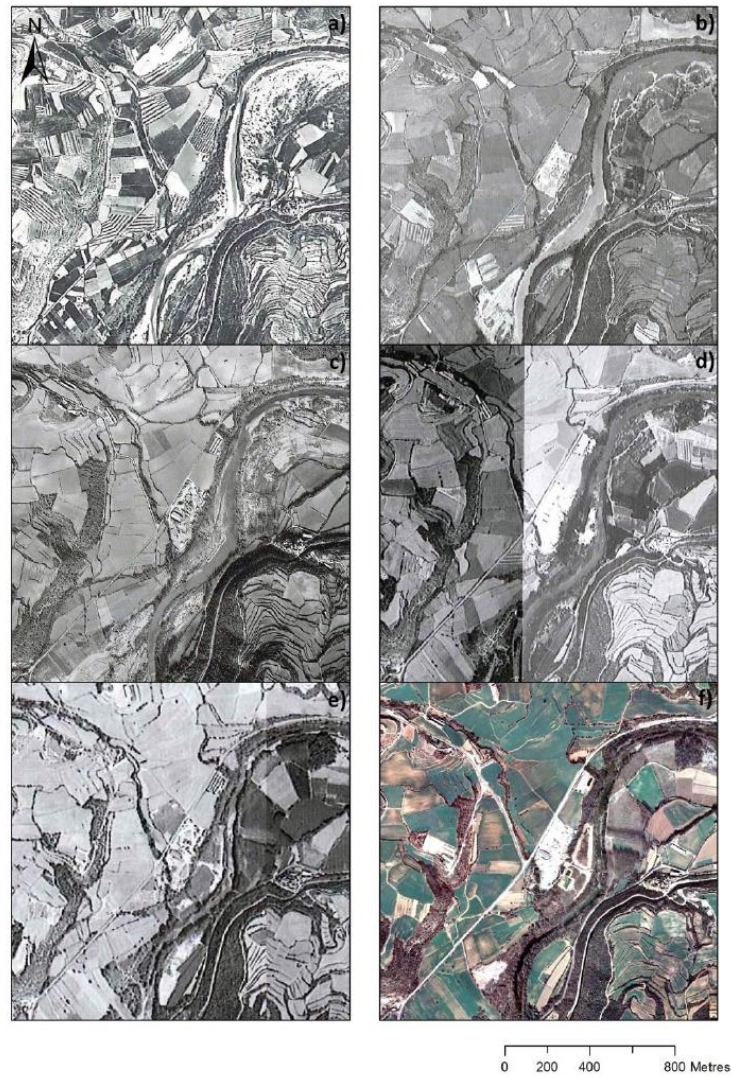


Figura D. 23 (Full 11) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre la gravera del Camats i el paratge de l'Arenal, referent a les 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

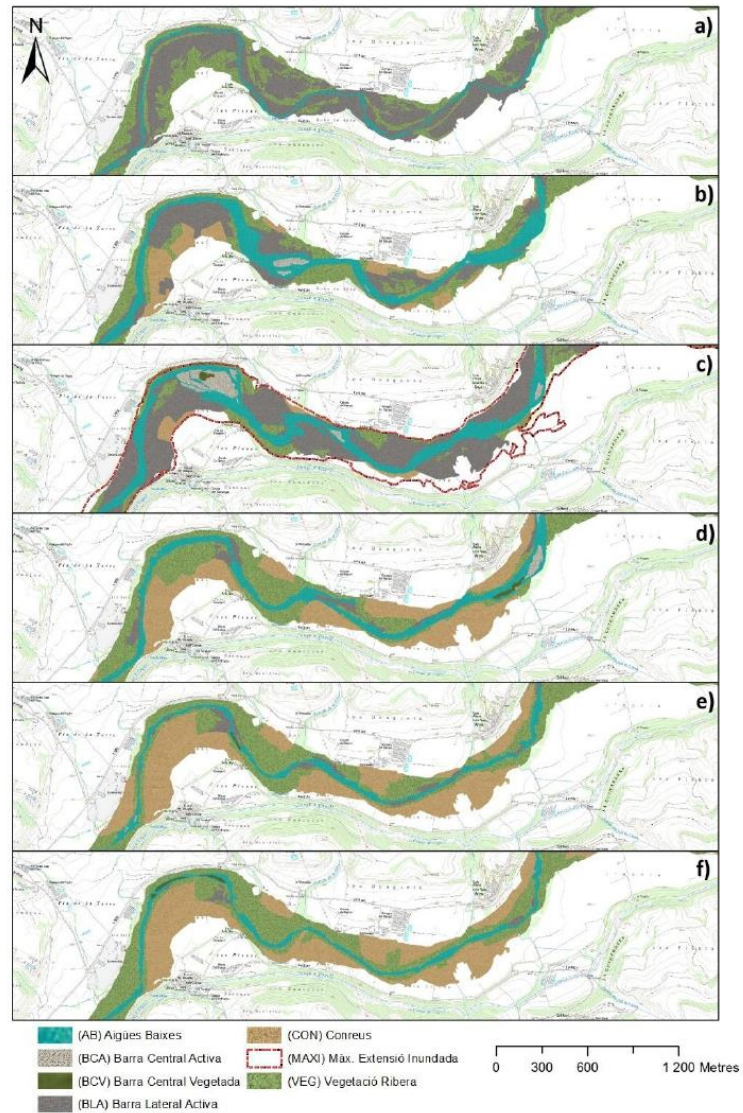


Figura D. 24 (Full 12) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre el paratge de l'Arenal i el nucli urbà d'Anyà (Artesa de Segre), referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge del (a) 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.

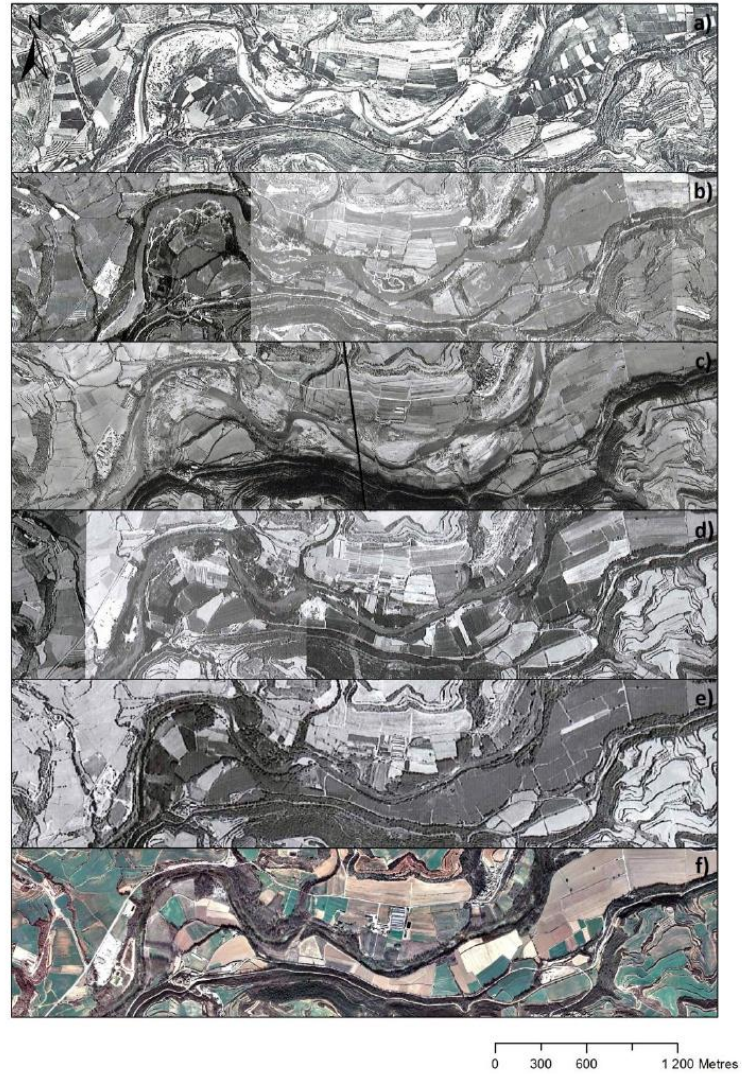


Figura D. 25 (Full 12) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre el paratge de l'Arenal i el nucli urbà d'Anyà (Artesa de Segre), 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

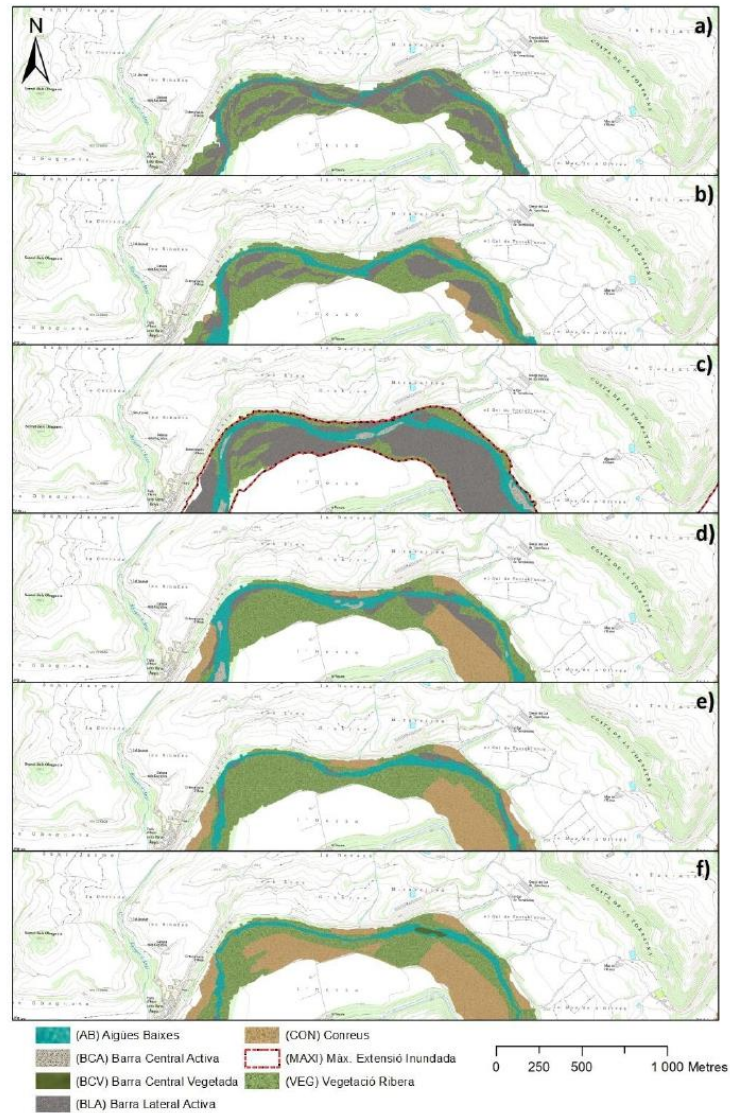


Figura D. 26 (Full 13) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre el nucli urbà d'Anyà (Artesa de Segre) i el paratge de Mas de n'Olives, referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge 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.

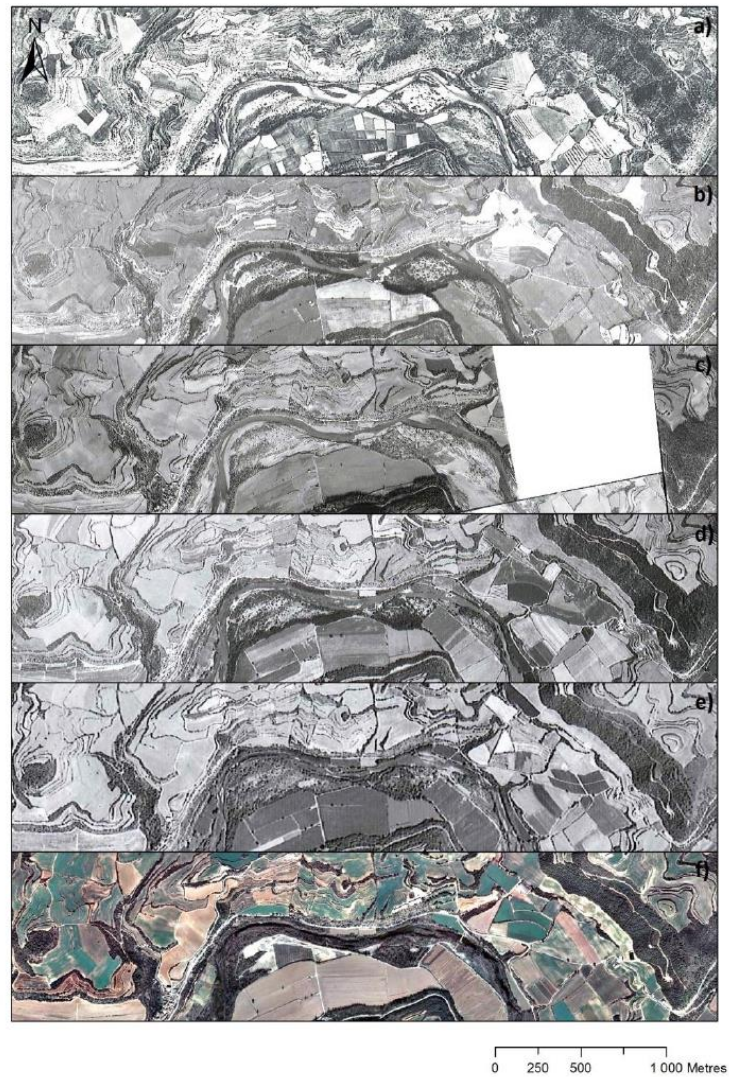


Figura D. 27 (Full 13) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre el nucli urbà d'Anyà (Artesa de Segre) i el paratge de Mas de n'Olives, 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

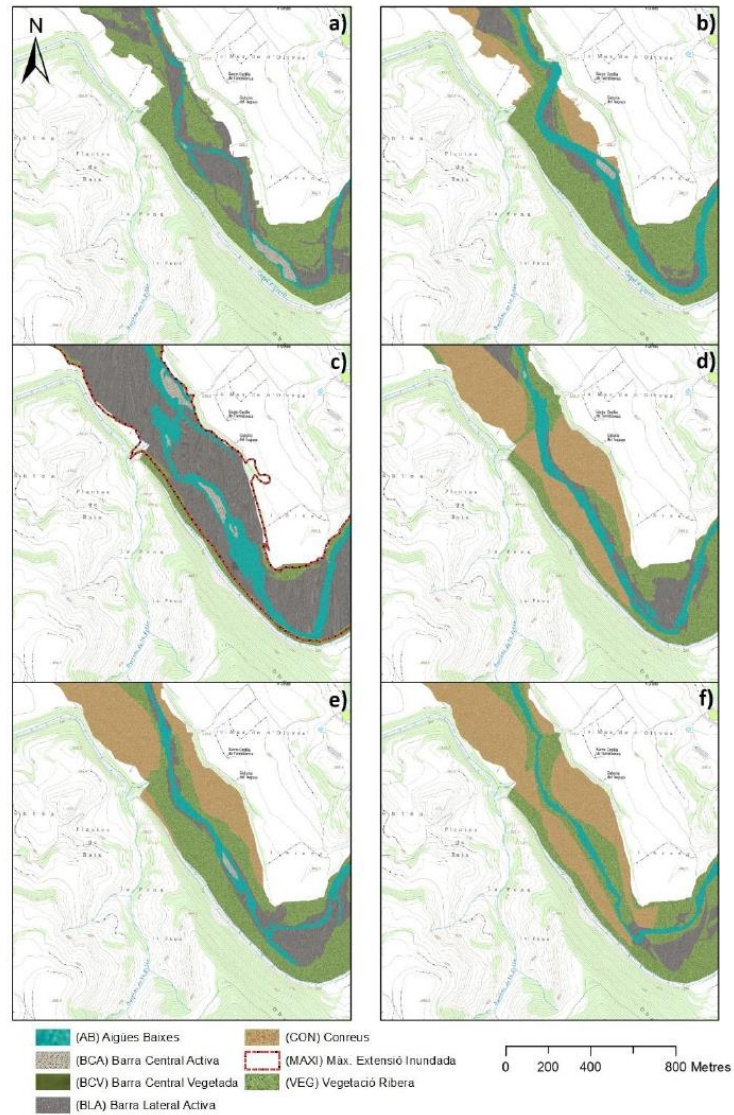


Figura D. 28 (Full 14) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre el paratge de Mas de n'Olives i el paratge de l'Areny, referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge del (a) 1956 i 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.

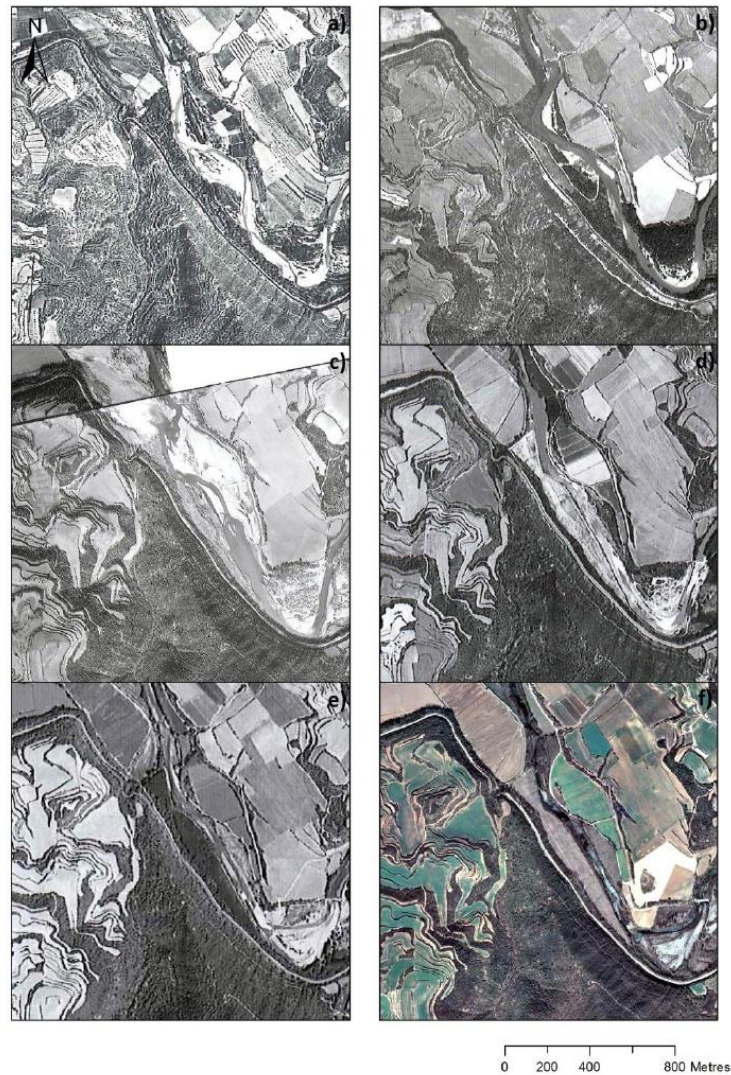


Figura D. 29 (Full 14) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre el paratge de Mas de n'Olives i el paratge de l'Areny, referent 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

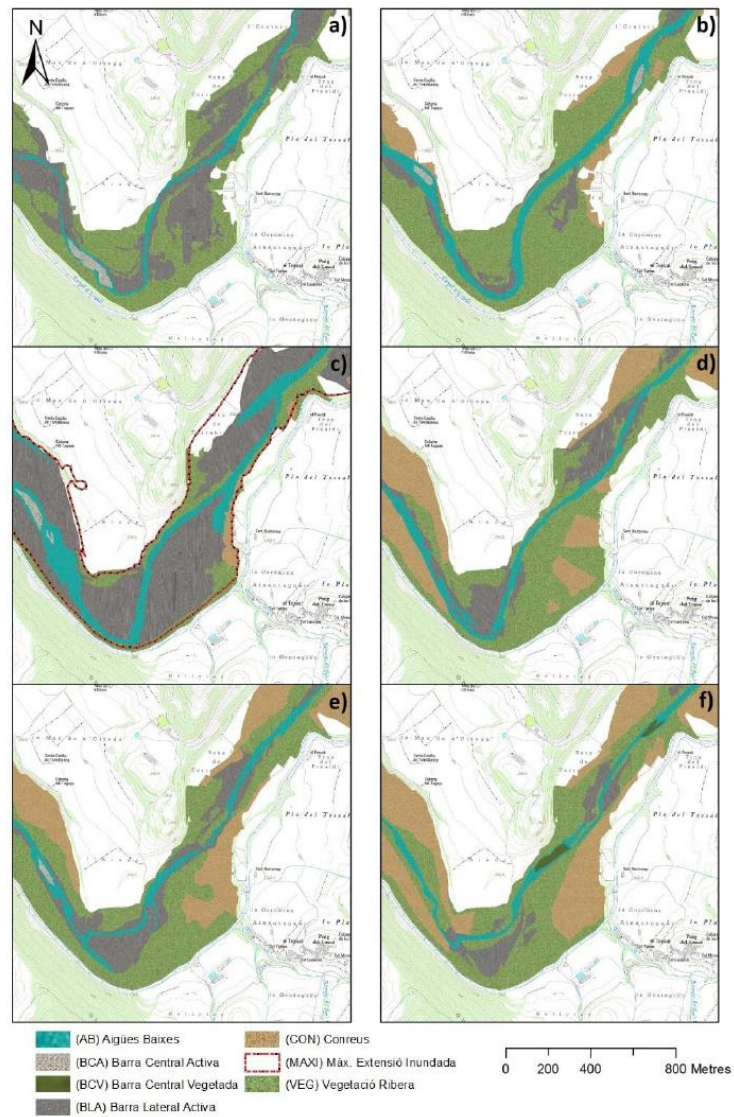


Figura D. 30 (Full 15) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre el paratge de l'Areny i 200 metres aigua avall del pont de Torrelblanca (Ponts), referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre 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.

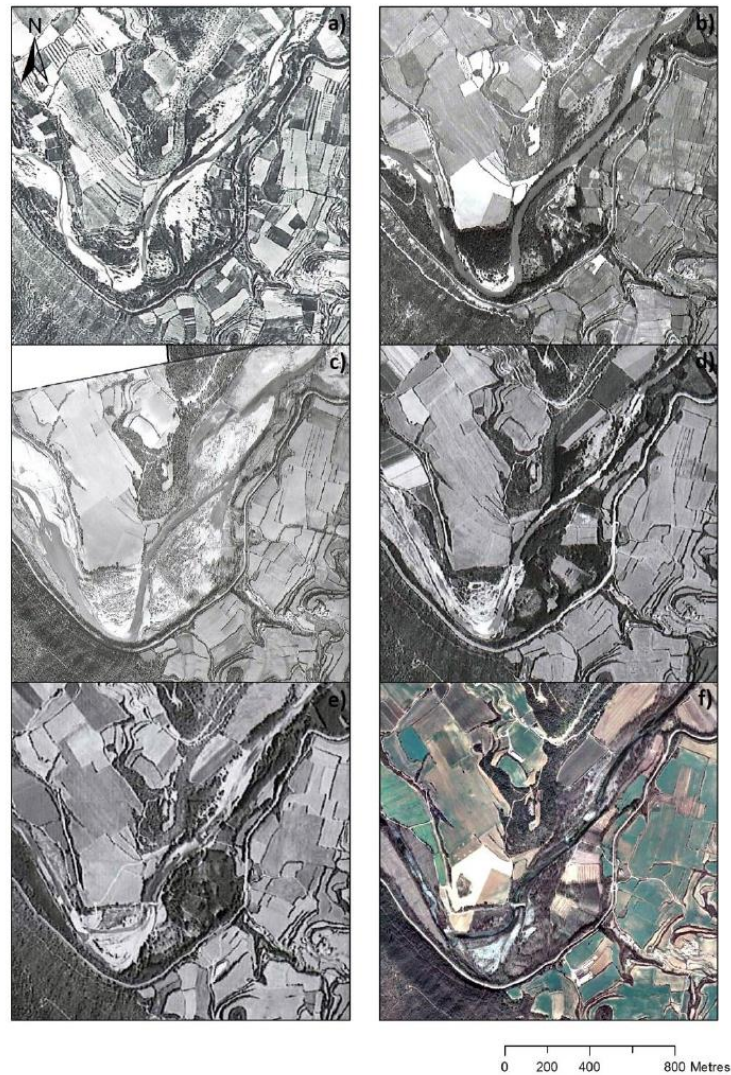


Figura D. 31 (Full 15) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre paratge de l'Areny i 200 metres aigües avall del pont de Torreblanca (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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

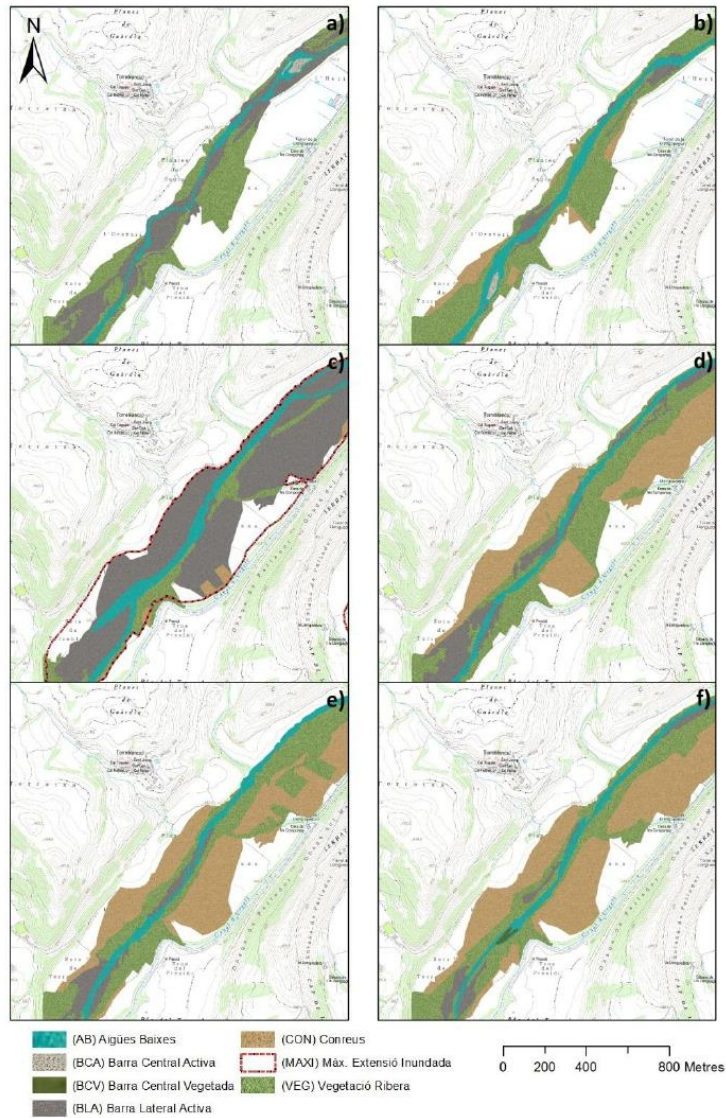


Figura D. 32 (Full 16) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre 500 metres avall del pont de Torreblanca (Ponts) i el paratge de la Vinya, referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge 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 concreus. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

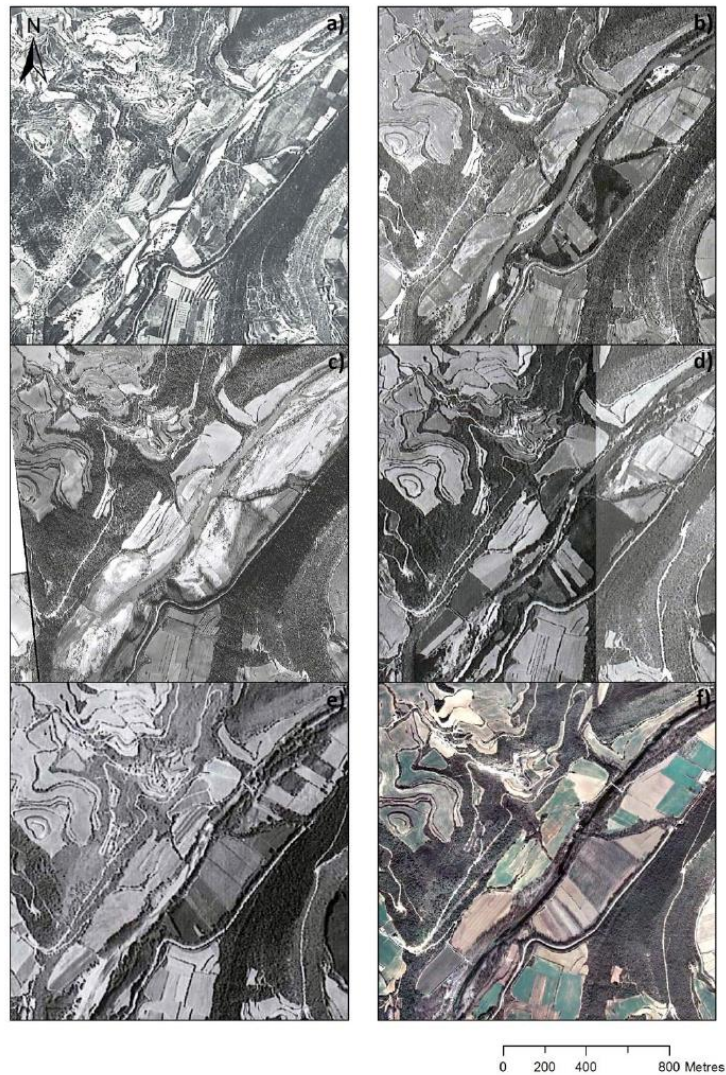


Figura D. 33 (Full 16) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre 500 metres aigua avall del pont de Torrelblanca (Ponts) i el paratge de la Vinya, 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

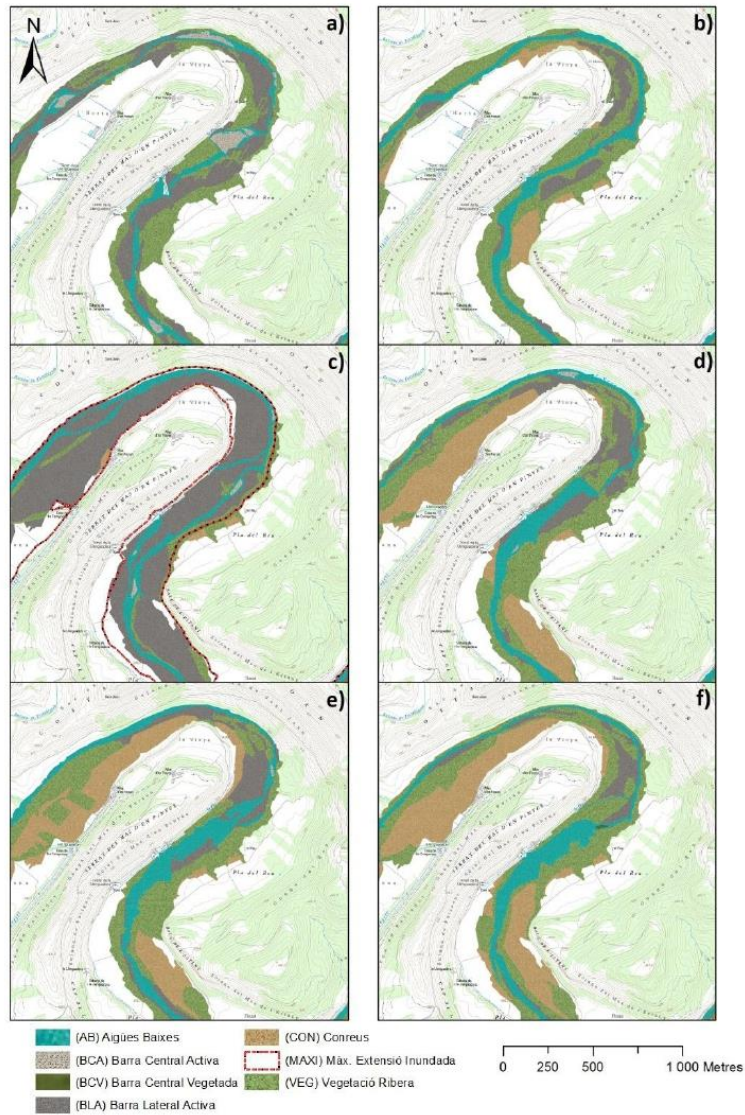


Figura D. 34 (Full 17) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre el nucli urbà de Torreblanca (Pons) i el paratge del Pla de la Llenguadera, referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge 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.

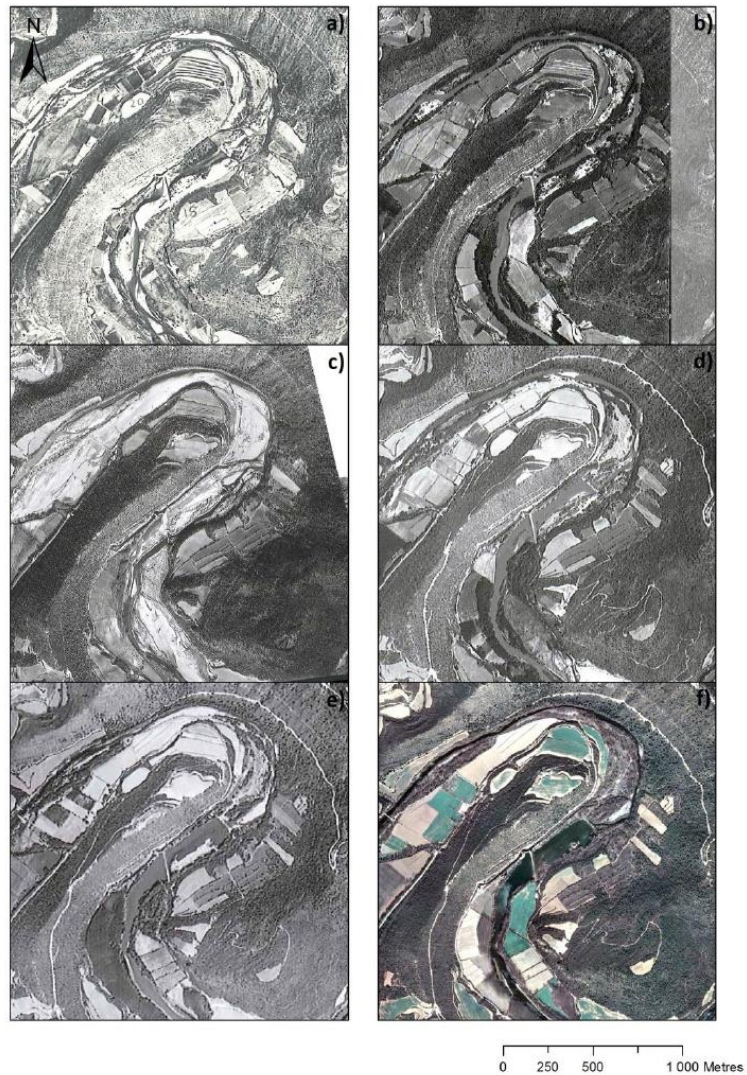


Figura D. 35 (Full 17) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre el nucli urbà de Torreblanca (Ponts) i el paratge del Pla de la Llenguadera, 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

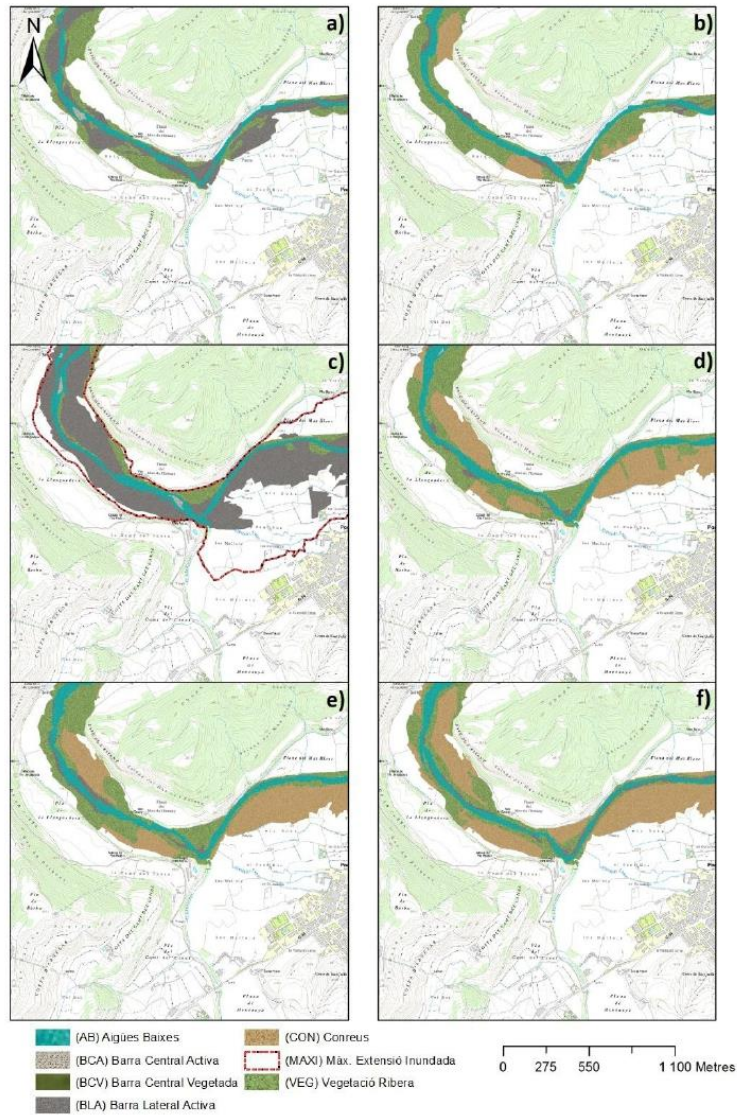


Figura D. 36 (Full 18) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre el paratge del Pla de la Llenguadeta i la població de Ponts, referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge del (a) 1956 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.

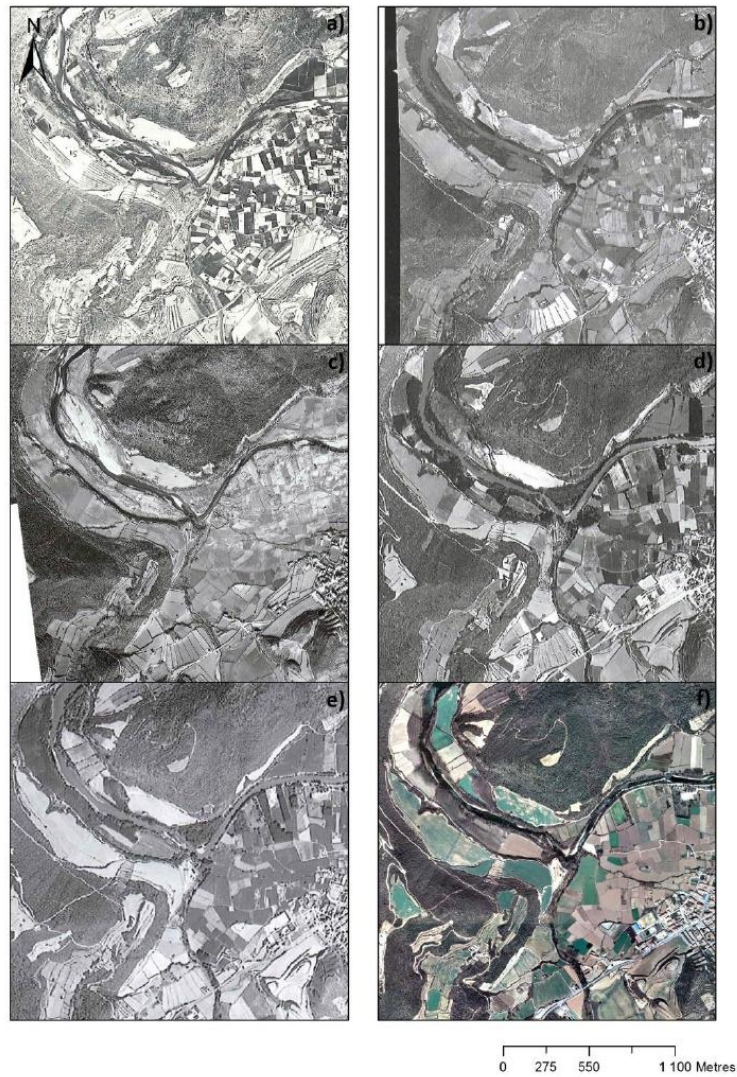


Figura D. 37 (Full 18) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre el paratge del Pla de la Llenguadera i la població de Ponts, referent 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. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

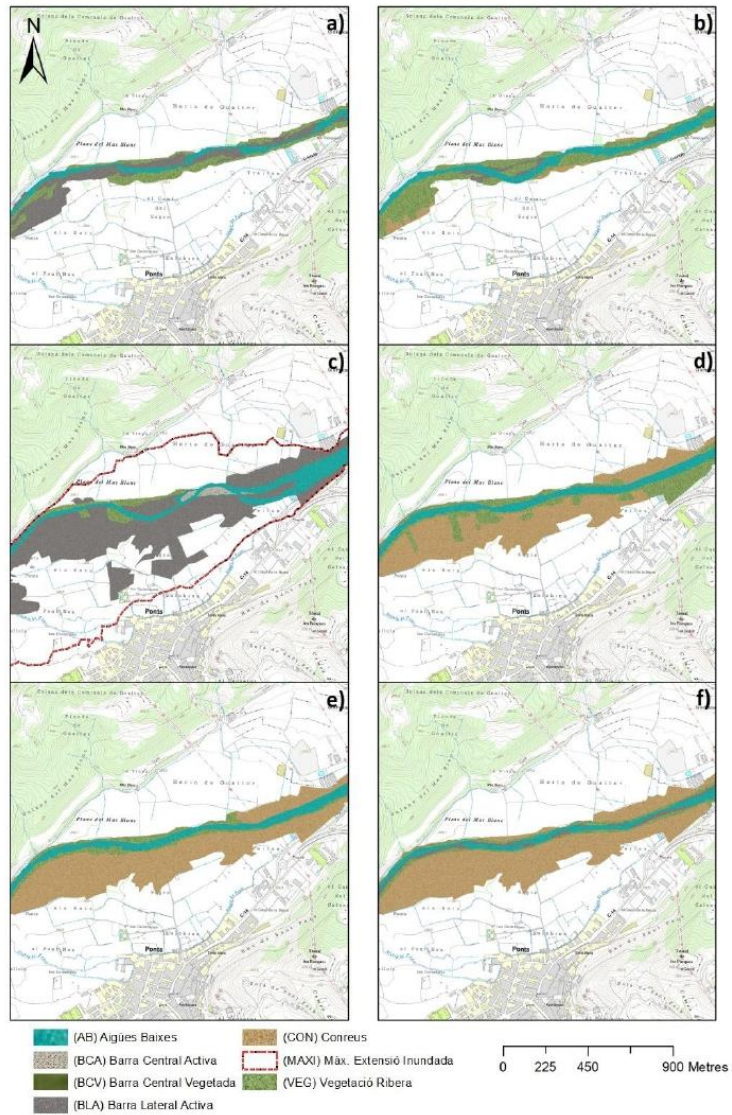


Figura D. 38 (Full 19) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre la població de Ponts i la població de Gualter, referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge del (a) 1956 i del (f) 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.

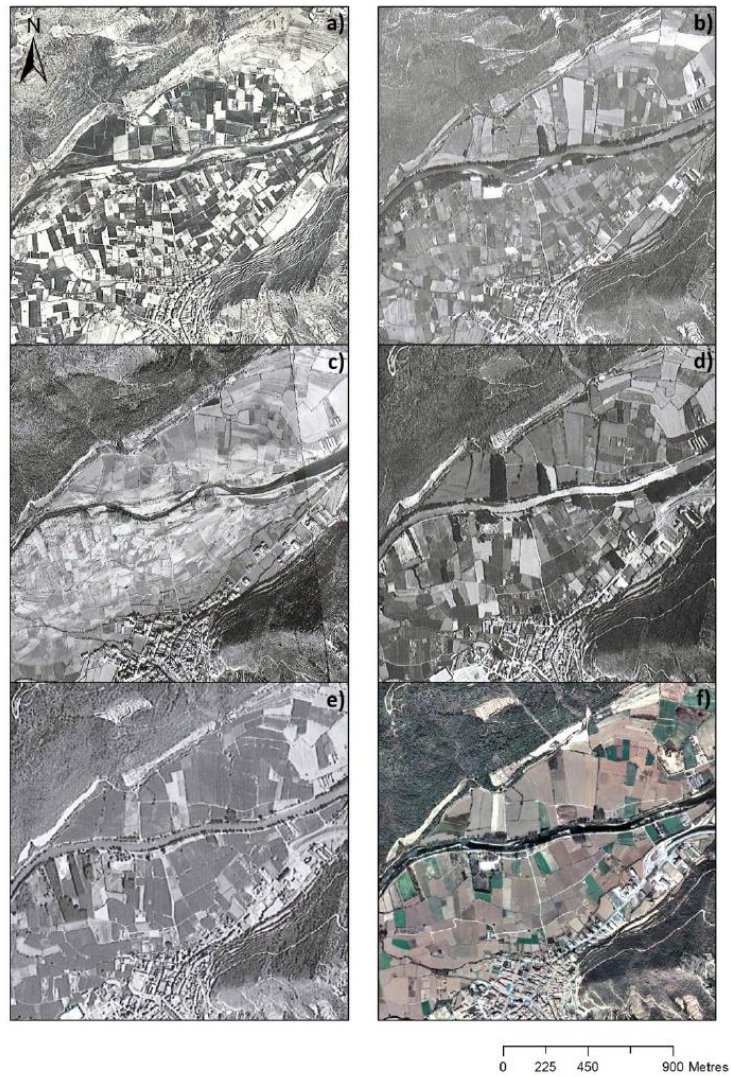


Figura D. 39 (Full 18) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre la població de Ponts i la població de Gualter, referent a les fotografies 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 lllera a causa de la intrusió de la vegetació de ribera. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

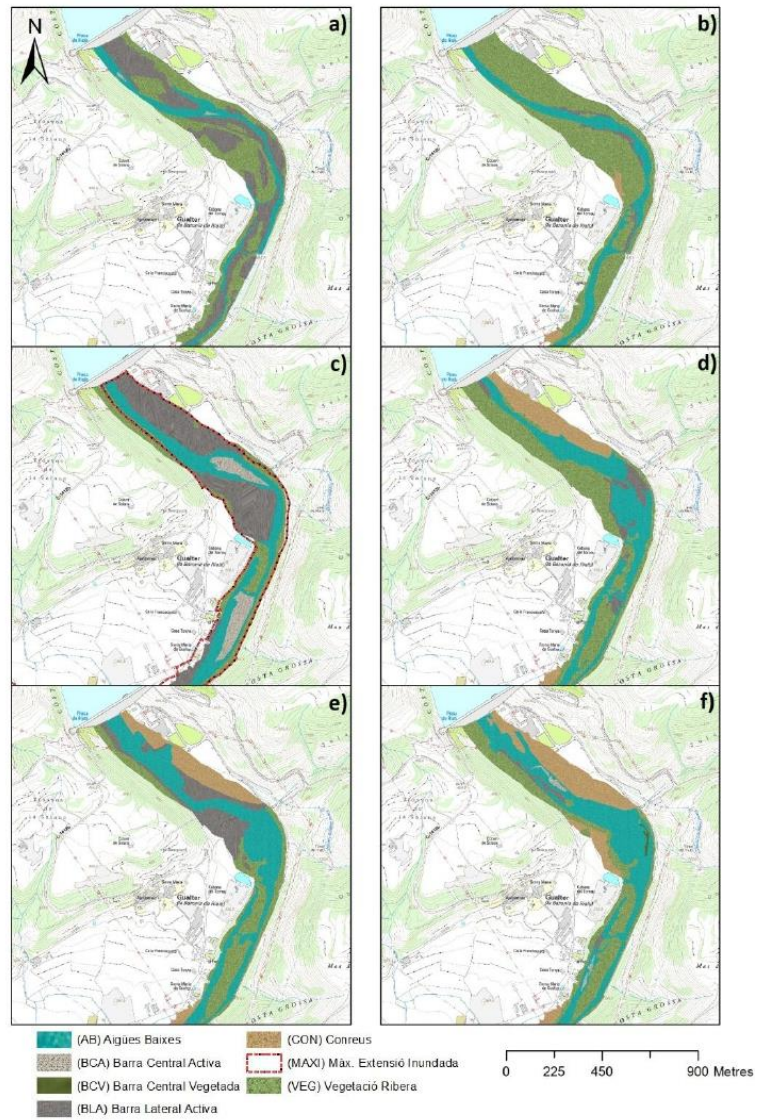


Figura D. 40 (Full 20) Cartografia de l'evolució morfològica del riu Segre entre la població de Gualter i la presa de Rialb, referent a les fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i dels ortofotomapes del (f) 2008. Entre la imatge del (a) 1956 i del (f) 2008 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 concreus. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.

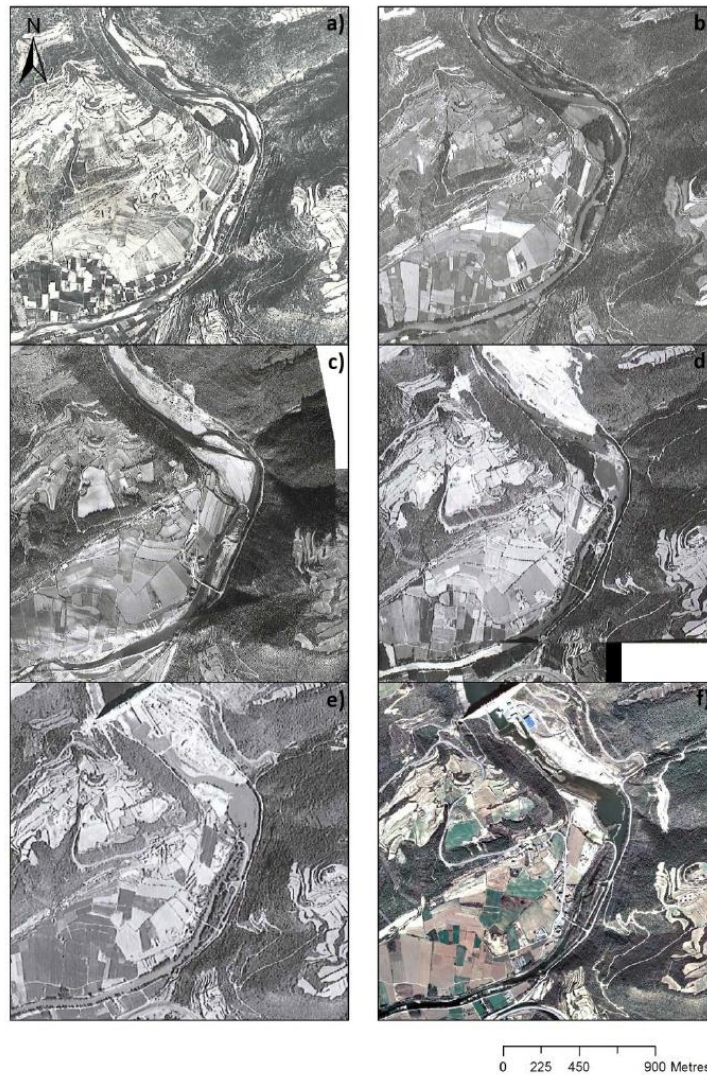


Figura D. 41 (Full 20) Fotografies aèries dels anys (a) 1956, (b) 1975, (c) 1982, (d) 1992 i del (e) 1999, i l'ortofotomapa del (f) 2008. Aquestes imatges testimonien la dinàmica morfo-sedimentària dels últims 50 anys del riu Segre entre la població de Gualter i la presa de Riàlb, referent a les fotografies 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 lllera a causa de la intrusió de la vegetació de ribera. La direcció del flux va d'est a oest de les imatges.