

DEPARTAMENT DE GEOGRAFIA
FACULTAT DE GEOGRAFIA I HISTÒRIA

CUADERNOS DE
GEOGRAFÍA
107

UNIVERSITAT DE VALÈNCIA
2021

CUADERNOS DE GEOGRAFÍA DE LA UNIVERSITAT DE VALÈNCIA

La revista *Cuadernos de Geografía*, editada por la Universitat de València desde 1964, es una de las revistas decanas de la disciplina geográfica en España. Sus páginas han atestiguado las transformaciones del territorio y sus paisajes, así como de las sociedades que los habitan y de las actividades que éstas desempeñan. El abanico de temáticas que trata es amplio, siempre afines a las diferentes ramas de la Geografía, alentando una perspectiva inter y transdisciplinar. Acorde con este enfoque, la revista publica con periodicidad semestral artículos de investigación originales y reseñas en catalán, castellano, inglés y francés.

En su etapa actual, *Cuadernos de Geografía* se adapta a los nuevos retos de la Geografía y su comunicación en un mundo más globalizado y digital. La evaluación de los trabajos se rige por un sistema de arbitraje externo por pares de tipo doble ciego. Los trabajos aceptados son publicados digitalmente y sin coste para sus autores/as en formato electrónico de acceso libre y gratuito.

DECLARACIÓN DE BUENAS PRÁCTICAS Y COMPROMISO ÉTICO

Cuadernos de Geografía se compromete a garantizar la ética y la calidad de los artículos publicados teniendo como referencia el Código de conducta y buenas prácticas para editores de revistas científicas que define el Comité de Ética de Publicaciones (COPE). En cumplimiento de estas buenas prácticas, se publican el sistema de arbitraje utilizado para la selección de los artículos y los criterios de evaluación que las personas evaluadoras externas (anónimas y por pares) deben aplicar. Ellas garantizan, en todo momento, la confidencialidad del proceso de evaluación: el anonimato de los/las evaluadores/as y de los/las autores/as, el contenido evaluado, el informe razonado emitido por las personas evaluadoras y cualquier otra comunicación que realicen los consejos de Dirección, Redacción y Asesor.

El Consejo de Dirección de *Cuadernos de Geografía* se compromete a publicar correcciones, aclaraciones, retracciones y disculpas cuando sea necesario. Al aceptar los términos y acuerdos expresados por nuestra revista, las personas autoras deben garantizar que su trabajo y los materiales asociados a él son originales y no infringen los derechos de autor de terceras personas. Las opiniones expresadas en artículos y reseñas son de exclusiva responsabilidad de sus autores/as.

Normativa de publicación: <https://ojs.uv.es/index.php/CGUV/about/submissions#authorGuidelines>
Proceso de evaluación por pares: <https://ojs.uv.es/index.php/CGUV/about/editorialPolicies#peerReviewProcess>

Aquesta pàgina, en català: <https://ojs.uv.es/public/journals/85/public/P2cat.pdf>

This page, in English: <https://ojs.uv.es/public/journals/85/public/P2eng.pdf>

Cette page, en français: <https://ojs.uv.es/public/journals/85/public/P2fr.pdf>

CONSEJO DE DIRECCIÓN

Directora: María Dolores Pitarch, Universitat de València (maria.pitarch@uv.es)

Editor: Félix Fajardo Magraner, Universitat de València (felix.fajardo@uv.es)

Secretaria: Susana Tomás, Universitat de València (susana.tomas@uv.es)

CONSEJO DE REDACCIÓN

Juan Miguel Albertos (Universitat de València), Adolfo Calvo (Universitat de València), Javier Esparcia (Universitat de València), Albert Llausàs (Universitat de Girona), Alfredo Ollero (Universidad de Zaragoza), Montserrat Pallarès (Universitat Autònoma de Barcelona), María Dolores Pitarch (Universitat de València), Julia Salom (Universitat de València), Simón Sánchez del Moral (Universidad Complutense de Madrid), Francesca Segura (Universitat de València).

CONSEJO ASESOR

Roy W. Alexander (University of Chester), Nacima Barón (Université Paris Est), Josep Vicent Boira (Universitat de València), Carolina Boix (CSIC), Eugenio Burriel (Universitat de València), Francisco Calvo García-Tornel (Universidad de Murcia), Marianne Cohen (Sorbonne Université), Manuel Costa (Universitat de València), Roland Courtot (Aix-Marseille Université), Joan Estrany (Universitat de les Illes Balears), Cayetano Espejo Marín (Universidad de Murcia), M^a Dolors Garcia Ramon (Universitat Autònoma de Barcelona), Angela Hof (Salzburg Universität), Askoa Ibisate González de Matauco (Universidad del País Vasco), Edilia Jaque (Universidad de Concepción), Robert Kent (California State University), Ricardo Méndez (Universidad Complutense de Madrid), Frank Moulart (KU Leuven) Emma Pérez-Chacón Espino (Universidad de La Laguna), Michaël Pouzenc (Maison de la Recherche. Toulouse), Joan Romero (Universitat de València), Celine Rozenblat (Université de Lausanne), Vicenç M^a Rosselló (Universitat de València), Elias Symeonakis (Manchester Metropolitan University), Fernando Vera Rebollo (Universidad de Alicante), Francesco Visentin (Università Ca' Foscari).

REDACCIÓN Y EDICIÓN

Departament de Geografia, Facultat de Geografia i Història.

Avda. Blasco Ibáñez, 28, 46010 València. Tel.: (34) 96 3864237

SITIO WEB Y ENVÍO DE ORIGINALES

<https://ojs.uv.es/index.php/CGUV>

ISSN: 0210-086X

Depósito Legal: V-2.147 – 1960



Este obra está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-SinObraDerivada 4.0 Internacional.

Maquetación: Letras y Píxeles

Impresión: 315 Gramos Laboratorio Gráfico

ÍNDICE

Francesca Segura-Beltran y Alfredo Ollero <i>Cambios ambientales en los sistemas fluviales: nuevas metodologías, diversidad de casos e implicaciones para la gestión</i>	7-19
M. ^a Rosario Vidal-Abarca Gutiérrez, Néstor Nicolás Ruiz y M. ^a Luisa Suárez Alonso <i>Explorando los beneficios de los ríos secos para el bienestar humano: una perspectiva social</i>	21-48
María Pilar Rabanaque, Vanesa Martínez-Fernández y Gerardo Benito <i>Caracterización diacrónica de formas y cambios fluviales mediante análisis automatizado de ortofotografías y técnicas de machine learning</i>	49-67
Daniel Díaz Alba, Vanesa Martínez-Fernández y Diego García de Jalón <i>Seguimiento ambiental en riberas mediante tecnología LiDAR</i>	69-92
Andrés Díez-Herrero, Juan Antonio Ballesteros-Cánovas, Mar Génova, Raúl Pérez-López y Julio Garrote Revilla <i>Cambios ambientales detectados por dendrogeomorfología y liquenometría para el análisis de avenidas torrenciales en sistemas fluviales</i>	93-121
Arnau Prats Puntí, Juan Pedro Martín Vide y Carles Ferrer Boix <i>Regressió del delta del Llobregat. Efecte de les obres d'enginyeria al riu d'ençà del segle XIX</i>	123-148
Juan Antonio Marco Molina, Pablo Giménez Font y Antonio Prieto Cerdán <i>Aprovechamiento tradicional de las aguas de avenida y transformaciones de los sistemas fluviales del sureste de la Península Ibérica: la Rambla de Abanilla-Benferri</i>	149-174
Ramon J. Batalla <i>Reflexión sobre dinámica morfosedimentaria. Implicaciones para la gestión fluvial en un contexto de cambio global</i>	175-190
Gerardo Benito, Carles Beneyto, Jose Ángel Aranda, Maria Machado, Félix Francés y Yolanda Sánchez-Moya <i>Inundaciones y cambio climático: certezas e incertidumbres en el camino a la adaptación</i>	191-216

J. Horacio García y Augusto Pérez-Alberti <i>Aproximación a la identificación y caracterización de ríos en roca a escala regional mediante variables topo-geomorfológicas (Galicia, Noroeste de la Península Ibérica) ..</i>	217-241
Álvaro Gómez-Gutiérrez, Carmelo Conesa-García, Askoa Ibisate González de Matauco, Pedro Pérez-Cutillas, Daniel Portillo-Grau y Francisco José Segura-Méndez <i>Potencial de las imágenes aéreas históricas y la fotogrametría automatizada para elaborar modelos 3D de cauces efímeros mediterráneos y cuantificar cambios morfológicos</i>	243-268
Askoa Ibisate, Vanesa Acín, David Granado y Ana Sáenz de Olazagoitia <i>Cambios de usos del suelo y relación con cambios en cauces cantábricos (Oiartzun y Oria)</i>	269-297

FRANCESCA SEGURA-BELTRAN^a

ALFREDO OLLERO^b

CAMBIOS AMBIENTALES EN LOS SISTEMAS FLUVIALES: NUEVAS METODOLOGÍAS, DIVERSIDAD DE CASOS E IMPLICACIONES PARA LA GESTIÓN

INTRODUCCIÓN

Entre los sistemas naturales que activan, dirigen y regulan el funcionamiento del planeta, los sistemas fluviales destacan por su intensa dinámica. Los cursos de agua, formando densas y complejas redes jerárquicas de cauces que cubren todos los territorios continentales, trabajan en la evacuación y el transporte de agua, sedimento y nutrientes desde cada lugar concreto hasta el mar, trabajo que es más intenso y de máxima eficacia en procesos de crecida (Ollero, 2017). En esta tarea permanente, aunque sometida a múltiples factores y complejas fluctuaciones, todos los cursos fluviales aportan funciones hidrogeomorfológicas y servicios ecosistémicos, así como geodiversidad y biodiversidad, y en conjunto conforman una función clave en el equilibrio del planeta, por cuanto dan continuidad y completan los ciclos hidrológicos, geomorfológicos y biogeoquímicos (Clarke et al., 2003).

La dinámica fluvial es la manifestación en el espacio y en el tiempo de este funcionamiento complejo (Rhoads, 2020), y debe ser apreciada también como un enorme valor ambiental. Por eso los cursos de agua, siempre dinámicos, son excelentes indicadores de cambios ambientales (Williamson et al., 2008; Macklin & Woodward, 2009). La geomorfología fluvial es una ciencia ambiental que identifica esos cambios, los cuantifica y los interpreta, tratando de explicar sus causas y sus tendencias. Y todo ello en una red fluvial compleja con una enorme variedad de tipos de cursos de agua y de condiciones ambientales cambiantes (García et al., 2021).

El gran reto, lo más difícil de la geomorfología fluvial es encontrar, explicar y valorar los factores y procesos de cada cambio detectado (Sear & Newson, 2003); en suma, ser capaces de definir en qué

a Departamento de Geografía, Universitat de València. Avda. Blasco Ibáñez, 28. 46010 València. francisca.segura@uv.es. <https://orcid.org/0000-0002-7969-4740>.

b Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. aollero@unizar.es. <https://orcid.org/0000-0002-9745-5866>.

medida los cambios ambientales responden a factores naturales y/o antropogénicos y, además, si esos factores son locales, globales o proceden de otros sectores de la cuenca (Wyźga et al., 2012). Esta tarea tan compleja requiere trabajar a diferentes escalas y con diversas metodologías y técnicas. Requiere además el análisis de casos concretos para poder comparar, verificar y extraer conclusiones generales o identificar contrastes regionales.

LOS CAMBIOS AMBIENTALES RECIENTES Y SUS IMPLICACIONES PARA LA GESTIÓN

Durante los dos últimos siglos, los ríos han sufrido una importante metamorfosis tanto en las cuencas como en sus cauces. El flujo y el suministro de sedimentos han fluctuado a lo largo del tiempo, provocando ajustes continuos en el cauce a través de la erosión y la deposición de sedimentos. El carácter universal de estos impactos ha permitido observarlos a escala planetaria, en diferentes ambientes climáticos y con condicionantes sociales diversos.

Desde la segunda mitad del siglo XIX hasta la actualidad se han observado en los ríos cambios importantes de diferente signo (Scorpio & Piégay, 2021). En una primera fase, que llega hasta la segunda mitad del siglo XX, la deforestación, el cultivo en laderas con pendientes pronunciadas y el pastoreo extensivo causaron una fuerte erosión. La coincidencia en el tiempo con el final de la Pequeña Edad del Hielo y un periodo de importantes crecidas (Benito et al., 2008; Llasat, 2021), provocaron un incremento del caudal y de la carga sedimentaria, que se tradujeron en unos ríos agradacionales, con una morfología *braided* y una elevada movilidad lateral.

Por el contrario, a mediados del siglo XX, en una segunda fase, se produjo un cambio de tendencia que ha durado hasta finales del siglo XX. La despoblación de las zonas montañosas y el abandono de las tierras agrícolas y de la ganadería extensiva provocaron una recolonización del bosque y del matorral (Liébault & Piégay, 2001; Garófano-Gómez et al., 2013; García Ruiz et al., 2015; Segura-Beltran & Sanchis-Ibor, 2013). A ello se sumaron actuaciones antrópicas como la construcción de presas, la reforestación, las obras de control, la canalización de ríos o la extracción de gravas (Liébault & Piégay, 2002; Surian & Rinaldi, 2003; Surian et al., 2009; Batalla, 2003; Martin-Vide et al., 2010; García Ruiz & Lana-Renault, 2011; Ollero et al., 2015; Calle et al., 2017; Sanchis-Ibor et al., 2017; Segura-Beltran & Sanchis-Ibor, 2020; Ollero et al., coords., 2021), que tuvieron un profundo impacto en los ríos, provocando un importante déficit hidrosedimentario. El resultado fue una incisión y un estrechamiento de los cauces acompañados de la invasión de la vegetación en el propio cauce.

La interacción entre la vegetación y la morfodinámica fluvial ha sido ampliamente estudiada en ríos perennes con lechos de gravas (Gurnell et al., 2009, 2012, 2015; Martínez-Fernández et al., 2016; García de Jalón et al., 2020), donde se ha documentado su importancia en la estabilización de las orillas, la fijación de los canales o su papel en la formación y fijación de las barras. En ríos efímeros o semipermanentes, algunos trabajos han demostrado que la influencia de la vegetación en la dinámica fluvial depende en gran medida de las variaciones de la secuencia temporal de las crecidas (Hooke & Mant, 2002; Sandercock et al., 2007; Sanchis-Ibor et al., 2019; Sanchis-Ibor & Segura-Beltran, 2020).

En la mayoría de los ríos, la segunda fase se ha alargado hasta la actualidad; sin embargo, en algunas regiones europeas, se ha identificado una tercera fase que se inicia con el siglo XXI. Entre los años 2000 y 2010, algunos ríos han experimentado una inversión en sus trayectorias, consistente en el ensanchamiento del cauce, que se ha vuelto multicanal, y una ligera agradación. La ocurrencia de grandes crecidas fue una de las causas de esta recuperación, aunque en la mayoría de los casos se asoció al cese de la extracción de áridos (Segura-Beltrán & Sanchis-Ibor, 2018; Scorpio & Piégay, 2021). Esta tendencia hacia la estabilidad o a un ligero ensanchamiento de los ríos no es universal, sino que presenta claros contrastes regionales; incluso en aquellos casos en los que se ha producido, tiene un carácter temporal, que no ha compensado la tendencia al estrechamiento y la incisión a largo plazo.

Comprender todos los cambios ambientales ocurridos en los últimos siglos es fundamental para la gestión de los ríos. A partir de la promulgación de la Directiva Marco del Agua 2000/60/CE (Comisión Europea, 2000), se ha producido un cambio de paradigma en la gestión y se ha despertado un cierto interés por la restauración fluvial, que ha desembocado en el desarrollo de la Estrategia Nacional de Restauración de Ríos en España. Aunque ya no se discute la necesidad y los beneficios de mantener los ríos en un buen estado ecológico, todavía existe una cierta controversia sobre el significado y la aplicación de este concepto (Ollero, 2011, 2020). La idea de restaurar los ríos y devolverlos a su condición prístina se ha mostrado como algo irreal, dado que no existe tal condición (Dufour & Piégay, 2009). Como se ha mostrado anteriormente, los ríos del siglo XIX son una quimera imposible de reproducir con las condiciones ambientales actuales. Es más, aquellos ríos fueron consecuencia de una intensa alteración antrópica sobre las cuencas, aunque poco importante sobre los cauces. Por el contrario, los ríos de la segunda mitad del siglo XX son consecuencia de una renaturalización de las cuencas y una fuerte alteración antrópica de los cauces. Ninguna de esas condiciones se puede recuperar y por eso se plantea la necesidad de utilizar las trayectorias de los ríos y sus tendencias como paso previo a cualquier posible restauración y huir de intentar replicar ríos que no volverán porque las condiciones ambientales ya no son las mismas.

Pero, además, existen todavía muchas incógnitas en el conocimiento de los ríos. En particular, el funcionamiento de la dinámica hidrosedimentaria y sus interacciones con la fauna y la flora que los habitan. La complejidad de los sistemas fluviales y, en concreto, de las relaciones biofísicas que en estos se establecen, debería obligar a la administración a tratarlos de forma holística y respetando los procesos naturales. Quizás la mejor solución para mantener nuestros ríos en las mejores condiciones radique en eliminar al máximo las actuaciones directas sobre los cauces y utilizar su capacidad de resiliencia para conseguir la autorrestauración (Segura-Beltrán, 2014; Ollero, 2015; Segura-Beltrán et al., 2021; Ollero et al., 2021). Permitir que el río trabaje según sus posibilidades sin intervenir activamente puede ser una buena estrategia, aunque no se avenga con los principios de restauración activa –una nueva alteración de los sistemas fluviales– que propugnan los gestores (Ollero et al., 2020; García et al., 2021). Por ello, es necesario tener un mejor conocimiento del comportamiento de los ríos en el pasado para poder proyectar las tendencias de su propia trayectoria hacia el futuro. De ahí la necesidad de realizar estudios con escalas temporales y espaciales variadas y aplicar nuevas técnicas para tener un mejor conocimiento de nuestros ríos.

CONTENIDO DEL MONOGRÁFICO

En este número se recopilan once artículos que, desde diferentes perspectivas, con variadas metodologías, a distintas escalas y en diversos tipos fluviales, estudian la dinámica fluvial buscando respuestas al gran reto de comprender los cambios ambientales. Los once artículos pueden agruparse en tres grandes líneas: i) trabajos principalmente metodológicos (Díaz Alba et al., 2021; Díez Herrero et al., 2021; García & Pérez Alberti, 2021; Gómez Gutiérrez et al., 2021 y Rabanaque et al., 2021), ii) análisis de cambios ambientales fundamentados en respuestas a impactos (Prats-Puntí et al., 2021; Ibisate et al., 2021 y Marco et al., 2021) y iii) estudios que inciden especialmente en las implicaciones para la gestión (Batalla, 2021; Benito et al., 2021 y Vidal-Abarca et al., 2021). Se abordan desde diferentes enfoques los cambios ambientales en cauces, tanto en ríos como en cursos efímeros, destacando también el interés por los riesgos asociados a las avenidas. Las áreas de estudio son diversas: Galicia, País Vasco, Pirineos, Canarias, Gredos, Madrid y, en el ámbito más claramente mediterráneo, las Bardenas de Navarra, Barcelona, Castelló, Alacant y Murcia.

En el primer bloque, de propuestas metodológicas, el trabajo de Díaz Alba et al. (2021) plantea el uso de la tecnología LiDAR, la clasificación de imágenes y las herramientas SIG para el seguimiento de acciones de restauración. En concreto, se expone la metodología empleada para analizar la evolución del corredor ripario tras la eliminación de un azud en el río Lozoya. Se cuantificaron los cambios en variables dendrométricas (altura, diámetro y biomasa) y dasométricas (fracción de cabida cubierta FCC) a partir de dos coberturas LiDAR PNOA (años 2010 y 2016) y de la clasificación de imágenes RGB PNOA. Los resultados confirmaron el crecimiento general esperado de la masa durante el período transcurrido entre los dos vuelos, tal como había sido observado en las variables (altura, diámetro, biomasa y densidad). También se detectaron cambios en la distribución de las clases de altura y diámetro, aumentando los pies de tamaños medios y reduciéndose los de tamaños extremos. La FCC disminuyó considerablemente tras la demolición del azud en las zonas más activas próximas al cauce principal, con un incremento importante de nuevos espacios abiertos. La metodología ha permitido valorar los cambios producidos en la estructura del corredor sin disponer de un muestreo de campo previo a la demolición. El ajuste de los datos medidos y estimados avala la calidad de la nube de puntos LiDAR y permite explorar las respuestas del corredor ante actuaciones de mejora de la conectividad longitudinal, tratamientos sobre la masa arbolada, plantaciones y otras actuaciones ligadas a proyectos de restauración, por lo que esta metodología puede suponer una herramienta eficaz y automatizable.

Díez Herrero et al. (2021) muestran el gran potencial de la dendrogeomorfología y la liquenometría para la reconstrucción y el análisis de avenidas torrenciales pretéritas, discuten las ventajas y limitaciones de estas técnicas y presentan ejemplos de aplicación en diferentes sistemas fluviales. Los resultados obtenidos son dataciones de eventos y mediciones de paleoniveles, área inundada, tiempo de permanencia, calados, velocidades y caudales generadores, lo que permite mejorar el análisis de frecuencias y la cuantificación de las magnitudes de avenidas pretéritas. Todo ello resulta especialmente útil donde no existe otro tipo de datos o donde los registros son cortos o discontinuos, como en zonas de montaña sin estaciones meteorológicas o aforos. El artículo explica las dos técnicas con detalle y se centra en

tres casos de estudio concretos: barranco de las Angustias en el P. N. de la Caldera de Taburiente (La Palma), el arroyo Cabrera en Venero Claro (Ávila) y el barranco de Portainé (Pirineo de Lleida), en los que los autores cuentan con experiencia de trabajo, habiendo supuesto iniciativas pioneras, incluso a nivel internacional, y ejemplos para su extensión a otros territorios y problemáticas.

García y Pérez Alberti (2021) abordan la identificación y caracterización de los ríos en roca en Galicia a partir de sistemas de información geográfica y mediante el análisis de tres variables topo-geomorfológicas (litología, pendiente y densidad de fracturas). Los resultados obtenidos arrojan una primera cartografía de probabilidad de presencia de ríos en roca para más de 30.000 km de cauces, de los que un 37 % de la red tiene una probabilidad alta de ser río en roca y un 21 % una probabilidad baja o nula. Para validar los resultados se empleó la red de drenaje del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas del Courel. A partir de la distribución espacial obtenida, el trabajo ofrece una interesante aportación de utilidad para los organismos de cuenca y propone el establecimiento de protocolos de actuación que consideren las características de los ríos en roca, por su singularidad y repercusión en la dinámica, en la gestión de las masas de agua (Directiva 2000/60/CE), así como la necesidad de potenciar figuras de protección basadas en la geodiversidad, como por ejemplo las reservas naturales fluviales. En suma, este artículo combina aspectos metodológicos con objetivos de gestión.

Gómez Gutiérrez et al. (2021) analizan el potencial de las imágenes aéreas históricas y la fotogrametría automatizada para elaborar modelos 3D y cuantificar cambios morfológicos, centrando el estudio en cauces efímeros mediterráneos. Se seleccionaron tramos de las ramblas de Algeciras y Valdelentisco (cuenca del Segura) y del barranco de Tudela (cuenca del Ebro). Se emplearon fotogramas del vuelo americano B (1956) y del vuelo interministerial (1973-1986), junto con puntos de apoyo naturales registrados con un sistema de posicionamiento global (GNSS) para alimentar técnicas de fotogrametría automatizada (*Structure-from-Motion & Multi-View Stereo*) y producir nubes de puntos, modelos digitales de superficie y ortofotografías. Fue necesario adaptar el flujo de trabajo fotogramétrico convencional a las características de los fotogramas. Los productos cartográficos elaborados mediante fotogrametría automatizada alimentada con fotogramas aéreos históricos del vuelo americano B y el interministerial mostraron precisiones métricas. El vuelo interministerial dio lugar a productos cartográficos de mayor precisión y calidad, pero su geometría de la toma derivada de una menor altura de vuelo resultó en nubes de puntos con una cobertura menos homogénea que las obtenidas a partir del vuelo americano B. El trabajo concluye que el procesado multitemporal es una alternativa a la toma de GCP para la estimación de cambios a partir de fotografías aéreas históricas y fotogrametría automatizada.

Rabanaque et al. (2021) desarrollan un análisis automatizado de ortofotografías y técnicas de *machine learning* aplicado al estudio geomorfológico de cauces efímeros, con el objetivo de impulsar nuevos avances y aplicaciones de la geomorfología fluvial en el análisis medioambiental y el uso de los indicadores morfo-sedimentarios en la evaluación de los ríos. Estos indicadores son esenciales para el desarrollo de la Directiva 2000/60/CE en los ríos efímeros mediterráneos. La combinación de teledetección con técnicas de *machine learning* permite caracterizar las diferentes superficies fluviales de manera automática y objetiva, lo que supone un avance respecto a la fotointerpretación manual, que presenta una mayor carga de interpretación subjetiva. Las ortofotografías de alta resolución (0,25 m píxel) del

plan PNOA que, además de las bandas RGB, tienen otra infrarroja, han sido utilizadas para realizar la clasificación de las formas fluviales mediante *Support Vector Machine* y posteriormente se han efectuado varios análisis de transición entre los años de estudio (2017-2020). El estudio se ha centrado en tres tramos de la rambla de Cervera (Castelló), curso efímero de gravas. Los resultados permiten caracterizar los cambios anuales en las formas indicadoras de actividad geomorfológica y el grado de recuperación morfo-sedimentaria en respuesta a la dinámica del flujo, respuestas condicionadas por la geometría del corredor fluvial y por impactos humanos. Se observó que en todos los tramos había zonas donde la superficie de cauce activo y la de gravas sin vegetación experimentaron cierta recuperación, debido a la propia actividad morfo-sedimentaria natural. A su vez, esa apertura de espacios favorece la colonización de vegetación pionera, que estabiliza las superficies del lecho más dinámicas.

En el segundo bloque, que analiza casos de estudio de cambios derivados de impactos, la propuesta de Prats-Puntí et al. (2021) estudia los efectos de las obras de ingeniería en el río Llobregat en la regresión de su delta, que ha retrocedido hasta 800 metros desde finales del siglo XIX. En esta investigación se ha establecido un método para conocer el transporte sólido de fondo a partir de la información de la morfología del río en el pasado. El artículo compara los cálculos con mediciones del volumen de sedimento atrapado en la nueva desembocadura. Los encauzamientos realizados en los últimos setenta años en el curso bajo del Llobregat para el paso de infraestructuras han disminuido la disponibilidad de sedimento en los últimos 30 km del río, pero esta no es la causa principal de la reducción de la aportación de sedimento grueso hacia la costa. La construcción de numerosas presas en el curso medio durante el siglo XIX y la reducción de la frecuencia de crecidas generadoras de las grandes aportaciones de sedimento serían las responsables del retroceso de la línea de la costa del delta desde finales del siglo XIX y a lo largo del XX. La retención de sedimento en los embalses es menos relevante que la regulación que estos ejercen en el régimen de caudales. Consecuentemente, para proveer arena en las playas del delta del Llobregat sería más eficiente la retirada de presas y el ensanchamiento del cauce desmantelando encauzamientos, que traspasar sedimento desde los grandes embalses.

Ibáñez et al. (2021) analizan la evolución y relación entre los usos del suelo, el cauce activo y las actuaciones realizadas en el último medio siglo en las cuencas de los ríos Oiartzun y Oria (Gipuzkoa) en los últimos sesenta años. Han constatado una importante reducción de la superficie del cauce activo, con estrechamiento e incremento de la vegetación, coincidiendo en el tiempo con un incremento de la superficie arbórea y arbustiva y suelos urbanizados en ambas cuencas, en detrimento de usos de praderas. Durante el mismo periodo se han visto ocupadas las escasas llanuras de inundación funcionales que restaban y se han acometido muchas obras de defensa y modificación de los cauces. Todo ello ha afectado a la superficie del cauce activo y es, probablemente, el factor más relevante de su ajuste. Se han podido identificar dos dinámicas diferentes: en áreas semiurbanas se ha producido un descenso de la actividad del cauce, menor número de barras, estrechamiento del cauce y mayor vegetación; y en áreas muy urbanizadas se ha constatado en general una disminución de la superficie del cauce activo, con un *timing* diferente según el periodo de urbanización. Así, a pesar de que existe un aumento de la superficie arbórea y arbustiva, simultáneo al retroceso de la superficie del cauce activo, las actuaciones directas en el cauce (modificación de trazados, construcción de defensas, ocupación de cauces, etc.)

han repercutido en mayor medida a la disminución de la superficie fluvial. La reducción en el cauce activo ha conllevado su incisión, apreciable especialmente en las zonas con defensas. Pero la respuesta en el cauce no es sincrónica en todos los puntos de la cuenca, tal y como se aprecia en la respuesta de los distintos afluentes.

Marco et al. (2021) abordan el aprovechamiento tradicional de las aguas de avenida mediante presas de derivación y complejas redes de boqueras, que generó un milenario sistema de organización hidrogeomorfológica en las cuencas vertientes del sureste de la Península Ibérica. Tal fue su implantación e importancia territorial que, durante siglos, en barrancos y ramblas se desarrolló una dinámica ecoantrópica en la que las avenidas fluviales se convirtieron en un valioso recurso para la agricultura (sistema de riego de turbias), reduciendo su peligrosidad, pues se detraían importantes caudales desde las ramblas. El rápido abandono de estos sistemas de laminación durante el siglo xx, junto con la alteración de los cursos fluviales y los intensos cambios de usos del suelo, ha incrementado la peligrosidad de estas ramblas. El estudio se centra en el último tramo de la rambla de Abanilla-Benferri (Alacant), que constituye un ejemplo paradigmático de estos procesos territoriales. A partir de un detallado trabajo de búsqueda y reinterpretación de la cartografía y documentación histórica, se aporta una primera aproximación histórico-geomorfológica sobre su funcionamiento en el pasado y las consecuencias del abandono de este sistema de riego tradicional.

En el tercer bloque de trabajos, que pone el acento en las implicaciones para la gestión, el artículo de Batalla (2021) reflexiona sobre la importancia del análisis y el conocimiento de la dinámica morfo-sedimentaria para la conservación de la estructura y el funcionamiento de los cauces fluviales y, en su caso, para su rehabilitación. Por ejemplo, pueden definir umbrales de cambio irreversibles en medios fluviales poco o no alterados y programas de reconexión lateral y longitudinal en medios muy alterados. El autor señala que la investigación fluvial deberá avanzar principalmente en tres frentes. El primero debe aglutinar el conocimiento de ciencias complementarias o auxiliares con el fin de profundizar en el análisis del transporte de sedimento y procesos fluviales asociados (morfodinámica, hidráulica de los flujos, estructura del cauce) en todo tipo de cursos a través de técnicas avanzadas de medición y modelización. El segundo frente es el estudio mediante trabajo de campo, análisis y modelización de procesos hidrosedimentarios en ríos regulados, especialmente de grandes cuencas, con objetivos de gestión ambiental, como por ejemplo para el diseño de crecidas de mantenimiento. En tercer término, hay que trabajar en el conocimiento de las interacciones entre la hidráulica del flujo, el transporte de sedimento y la estructura del cauce (balance de masas y hábitat físico) con las comunidades bentónicas de macroinvertebrados y peces (estado ecológico), lo que permitiría entender mejor las relaciones biofísicas o ecogeomorfológicas de los sistemas fluviales.

Benito et al. (2021) abordan el problema de la incertidumbre sobre los efectos del cambio climático en la peligrosidad de las inundaciones. El caso de estudio es la rambla de la Viuda (Castelló), donde se ha aplicado un análisis de caudales máximos (recurrencia de cien años) desde proyecciones de precipitación extrema (escenario RCP 8.5) con modelos de clima regionales (Eurocordex), convertidos en caudal instantáneo mediante el modelo distribuido TETIS. Ante la elevada variabilidad de los resultados, se han analizado series largas de inundaciones obtenidas a partir de registros históricos y

sedimentarios (paleoinundaciones) en momentos de calentamiento relativo, que han permitido obtener los caudales máximos registrados secularmente y se han analizado conjuntamente con registros instrumentales. Los datos de paleocrecidas han permitido validar los datos de los modelos de clima e hidrológicos para los cuantiles altos. La metodología aplicada –esta aproximación local basada en el conocimiento de los extremos combinando modelos y datos pasados– genera conocimiento y series de datos que permiten identificar incertidumbres y certezas, por lo que permite avanzar en la adaptación al cambio climático y ofrece también una evidencia clara de sucesos de inundación que posibilitan la recuperación de la cultura del riesgo.

Vidal-Abarca et al. (2021) exploran desde una perspectiva ecosocial los beneficios de los ríos secos o cursos efímeros para el bienestar humano. La ausencia permanente de agua en estos cauces constituye la principal razón por la que gestores y sociedad civil, en general, los consideran inútiles e improductivos, con lo que son ecosistemas enormemente impactados. Los autores revisan la diversidad de servicios ecosistémicos que estos sistemas fluviales proporcionan al bienestar humano y detectan los impulsores directos e indirectos de cambio, claves que afectan a la capacidad de estos ríos para generar un flujo sostenible de servicios. El trabajo incluye un estudio de la percepción social que la ciudadanía de la región de Murcia tiene sobre los ríos secos aplicando la técnica de libre listado o *freelisting*. Los resultados muestran que estos ecosistemas contribuyen al bienestar humano, no tanto por su alta capacidad de proveer servicios ecosistémicos, sino sobre todo por la fuerte relación y colaboración que a lo largo de la historia ha existido entre las comunidades que viven en torno a estos ecosistemas y los recursos que proveen. Sin embargo, esta coproducción de beneficios para el bienestar humano que se establece entre ambos sistemas es especialmente sensible a cambios políticos, económicos, sociales y ambientales como el cambio climático. De hecho, los cambios socioeconómicos están alterando los modelos de sostenibilidad que mantenían un alto grado de resiliencia de estos socioecosistemas. Pero la consulta a la ciudadanía reveló paradójicamente que, aunque el conocimiento actual sobre los ríos secos no es completo y su utilidad está infravalorada, existe un valor sociocultural fuertemente arraigado.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos del Ministerio de Economía y Competitividad CGL2017-86839-C3-1-R y CGL2017-84625-C2-1-R, y por el proyecto del Ministerio de Ciencia e Innovación PID2020-116537RB-I00.

REFERENCIAS

- 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(3), 79-91.
- Batalla, R. J. (2021). Reflexión sobre dinámica morfosedimentaria. Implicaciones para la gestión fluvial en un contexto de cambio global. *Cuadernos de Geografía de la Universitat de València*, 107. <https://doi.org/10.7203/CGUV.107.213372>

- Benito, G., Thorndycraft, V. R., Rico, M., Sánchez-Moya, Y., & Sopeña, A. (2008). Palaeoflood and floodplain records from Spain: Evidence for long-term climate variability and environmental changes. *Geomorphology*, 101, 68-77. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.020>
- Benito, G., Beneyto, C., Aranda, J. A., Machado, M. J., Francés, F., & Sánchez-Moya, Y. (2021). Inundaciones y Cambio Climático: certezas e incertidumbres en el camino a la adaptación. *Cuadernos de Geografía de la Universitat de València*, 107. <https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21424>
- Calle, M., Alho, P., & Benito, G. (2017). Channel dynamics and geomorphic resilience in an ephemeral Mediterranean river affected by gravel mining. *Geomorphology*, 285, 333-346. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.02.026>
- Clarke, S. J., Bruce-Burgess, L., & Wharton, G. (2003). Linking form and function: towards an eco-hydromorphic approach to sustainable river restoration. *Aquatic Conservation. Marine and Freshwater Ecosystems*, 13, 439-450.
- Comisión Europea (2000). *Directive 2000/60 EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy*. Official Journal L 327, 22/12/2000, 73 pp.
- Díaz Alba, D., Martínez Fernández, V., & García de Jalón, D. (2021). Seguimiento ambiental en riberas mediante tecnología LiDAR. *Cuadernos de Geografía de la Universitat de València*, 107. <https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21240>
- Díez Herrero, A., Ballesteros, J. A., Génova, M. M., Pérez López, R., & Garrote, J. (2021). Aportaciones de la dendrogeomorfología y la liquenometría al análisis de avenidas torrenciales pretéritas en sistemas fluviales. *Cuadernos de Geografía de la Universitat de València*, 107. <https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21259>
- Dufour, S. & Piégay, H. (2009). From the myth of a lost paradise to targeted river restoration: forget natural references and focus on human benefits. *River research and applications*, 25(5), 568-581. <https://doi.org/10.1002/rra.1239>
- García, J. H., Ollero, A., Ibisate, A., Fuller, I. C., Death, R. G., & Piégay, H. (2021). Promoting fluvial geomorphology to “live with rivers” in the Anthropocene Era. *Geomorphology*, 380, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107649>
- García, J. H. & Pérez Alberti, A. (2021). Aproximación a la identificación y caracterización de ríos en roca a escala regional mediante variables topo-geomorfológicas (Galicia, Noroeste de la Península Ibérica). *Cuadernos de Geografía de la Universitat de València*, 107. <https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21426>
- García-Ruiz, J. M. & Lana-Renault, N. (2011). Hydrological and erosive consequences of farmland abandonment in Europe, with special reference to the Mediterranean region: A review. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 140, 317-338. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2011.01.003>

- García Ruiz, J. M., López Moreno, J. I., Lasanta, T., Vicente, S. M., González Sampérez, P., Valero, B. L., Sanjuán, Y., Beguería, S., Nadal, E., Lana-Renault, N., & Gómez Villar, A. (2015). Los efectos geoecológicos del cambio global en el Pirineo central español: una revisión a distintas escalas espaciales y temporales. *Pirineos. Revista de Ecología de Montaña*, 170, <http://dx.doi.org/10.3989/Pirineos.2015.170005>.
- García de Jalón, D., Martínez-Fernández, V., Fazelpoor, K., & González, M. (2020). Vegetation encroachment ratios in regulated and non-regulated Mediterranean rivers (Spain): An exploratory overview. *Journal of Hydro-environment Research*, 30, 35-44. <https://doi.org/10.1016/j.jher.2019.11.006>
- Garófano-Gómez, V., Martínez-Capel, F., Bertoldi, W., Gurnell, A., Estornell, J., & Segura-Beltrán, F. (2013). Six decades of changes in the riparian corridor of a Mediterranean river: a synthetic analysis based on historical data sources. *Ecohydrology*, 6(4), 536-553. <https://doi.org/10.1002/eco.1330>
- Gómez Gutiérrez, A., Conesa-García, C., Ibisate, A., Pérez-Cutillas, P., Portillo-Grau, D., & Segura-Méndez, F. J. (2021). Potencial de las imágenes aéreas históricas y la fotogrametría automatizada para elaborar modelos 3D de cauces efímeros mediterráneos y cuantificar cambios morfológicos. *Cuadernos de Geografía de la Universitat de València*, 107. <https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21119>
- Gurnell, A. M., Surian, N., & Zanoni, L. (2009). Multi-thread river channels: a perspective on changing European alpine river systems. *Aquatic Sciences. Research Across Boundaries*, 71(3), 253-265.
- Gurnell, A. M., Bertoldi, W., & Corenblit, D. (2012). Changing river channels: the roles of hydrological processes, plants and pioneer fluvial landforms in humid temperate, mixed load, gravel bed rivers. *Earth-Science Reviews*, 111(1-2), 129. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.11.005>
- Gurnell, A. M., Corenblit, D., García de Jalón, D., González del Tánago, M., Grabowski, R. C., O'Hare, M. T., & Szweczyk, M. (2015). A conceptual model of vegetation-hydrogeomorphology interactions within river corridors. *River Research and Applications*, 32, 142-163. <https://doi.org/10.1002/rra.2928>
- Ibisate, A., Acín, V., Granado, D., & Sáñez de Olazagoitia, A. (2021). Cambios de usos del suelo y relación con cambios en cauces cantábricos (Oiartzun y Oria). *Cuadernos de Geografía de la Universitat de València*, 107. <https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21625>
- Hooke, J. M. & Mant, J. (2002). Morpho-dynamics of ephemeral streams. In Bull, L. & Kirkby, M. (eds.). *Dryland rivers: hydrology and geomorphology of semi-arid channels* (pp. 173-204). Chichester: John Wiley & Sons.
- Liébault, F. & Piégay, H. (2001). Assessment of channel changes due to long-term bed-load supply decrease, Roubion River, France. *Geomorphology*, 36(3), 167-186. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(00\)00044-1](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(00)00044-1)

- 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. <https://doi.org/10.1002/esp.328>
- Llasat, M. C. (2021). Floods evolution in the Mediterranean region in a context of climate and environmental change. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 47(1), 13-32 <https://doi.org/10.18172/cig.4897>
- Macklin, M. G. & Woodward, J. C. (2009). River system and environmental change. En Woodward, J. C. (ed.). *The Physical Geography of the Mediterranean* (pp. 319-352). Oxford University Press.
- Martín-Vide, J. P., Ferrer-Boix, C., & Ollero, A. (2010). Incision due to gravel mining: modeling a case study from the Gállego River, Spain. *Geomorphology*, 117(3-4), 261-271. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.01.019>
- Martínez-Fernández, V., González del Tánago, M., Maroto, J., & García de Jalón, D. (2016). Fluvial corridor changes over time in regulated and non-regulated rivers (Upper Esla River, NW Spain). *River Research and Applications*, 33(2), 214-223. <https://doi.org/10.1002/rra.3032>
- Marco, J. A., Giménez, P., & Prieto, A. (2021). Aprovechamiento tradicional de las aguas de avenida y transformaciones de los sistemas fluviales del sureste de la Península Ibérica: la Rambla de Abanilla-Benferri. *Cuadernos de Geografía de la Universitat de València*, 107. <https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21333>
- Ollero, A. (2011). Restauración fluvial: principios, dificultades y propuestas. La perspectiva del CIREF. En *I Congreso Ibérico de Restauración Fluvial* (pp. 36-45). León: MARM, CHD y CIREF.
- Ollero, A. (2015). *Guía metodológica sobre buenas prácticas en restauración fluvial (manual para gestores)*. Zaragoza: Contrato de río del Matarraña, ECODES.
- Ollero, A. (2017). *Hidrogeomorfología y geodiversidad: el patrimonio fluvial*. Zaragoza: Centro de Documentación del Agua y del Medio Ambiente.
- Ollero, A. (2020). Sección de desagüe, alteración de la geomorfología en cauces aluviales y restauración fluvial. *RestauraRios*, 1, <https://doi.org/10.51443/Restaurarios.2020.01>
- Ollero, A., Ibisate, A., Granado, D., & Real de Asua, R. (2015). Channel responses to global change and local impacts: perspectives and tools for floodplain management (Ebro River and tributaries, NE Spain). En Hudson, P. F. & Middelkoop, H. (eds.). *Geomorphic approaches to integrated floodplain management of lowland fluvial systems in North America and Europe* (pp. 27-52). Nueva York: Springer.
- Ollero, A., García, J. H., Ibisate, A., Ballarín, D., Sáenz de Olazagoitia, A., & Sánchez Fabre, M. (2020). La Geografía Física en la caracterización, evaluación y restauración hidromorfológica fluvial. En *España, puente entre continentes* (pp. 167-178). Estambul: Aportación Española al 34 Congreso de la Unión Geográfica Internacional.

- Ollero, A., Conesa-García, C., & Vidal-Abarca, M. R. (coords.) (2021). *Buenas prácticas en gestión y restauración de cursos efímeros mediterráneos: resiliencia y adaptación al cambio climático*. Murcia: Universidad de Murcia. <https://doi.org/10.6018/editum.2900>
- Prats-Puntí, A., Martín Vide, J. P., & Ferrer-Boix, C. (2021). Regressió del delta del Llobregat. Efecte de les obres d'enginyeria al riu d'ençà del segle XIX. *Cuadernos de Geografía de la Universitat de València*, 107. <https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21307>
- Rabanaque, M. P., Martínez Fernández, V., & Benito, G. (2021). Caracterización diacrónica de unidades morfosedimentarias en cauces efímeros mediante análisis automatizado de ortofotografías y técnicas de *machine learning*. *Cuadernos de Geografía de la Universitat de València*, 107. <https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21218>
- Rhoads, B. L. (2020). *River dynamics: geomorphology to support management*. Cambridge University Press.
- Sanchis-Ibor, C., Segura-Beltrán, F., & Almonacid-Caballer, J. (2017). Channel forms recovery in an ephemeral river after gravel mining (Palancia River, Eastern Spain). *Catena*, 158, 357-370. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.07.012>
- Sanchis-Ibor, C., Segura-Beltrán, F., & Navarro-Gómez, A. (2019). Channel forms and vegetation adjustment to damming in a Mediterranean gravel-bed river (Serpis River, Spain). *River Research and Applications*, 35(1), 37-47. <https://doi.org/10.1002/rra.3381>
- Sanchis-Ibor, C. & Segura-Beltran, F. (2020). Procesos de colonización vegetal en ramblas: crecimiento y destrucción de parches y alineaciones. En Farinós, J., Escribano, J., Peñarrubia, M. P., Serrano, J., & Asins, S. (eds.). *Desafíos y oportunidades de un mundo en transición: una interpretación desde la Geografía* (pp. 161-171). Universitat de València.
- Sandercock, P. J., Hooke, J. M., & Mant, J. M. (2007). Vegetation in dryland river channels and its interaction with fluvial processes. *Progress in Physical Geography*, 31, 107-129. <https://doi.org/10.1177/0309133307076106>
- Sear, D. A. & Newson, M. D. (2003). Environmental change in river channels: a neglected element. Towards geomorphological typologies, standards and monitoring. *The Science of the Total Environment*, 310, 17-23. [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(02\)00619-8](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(02)00619-8)
- Scorpio, V. & Piégay, H. (2021). Is afforestation a driver of change in Italian rivers within the Anthropocene era? *Catena*, 198, <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.105031>
- Segura-Beltran, F. (2014). Sobre la restauració fluvial i la complexitat dels rius efímers: algunes consideracions crítiques. *Cuadernos de Geografía de la Universitat de València*, 95-96, 101-147.
- Segura-Beltran, F. & Sanchis-Ibor, C. (2013). Assessment of channel changes in a Mediterranean ephemeral stream since the early twentieth century. The Rambla de Cervera, eastern Spain. *Geomorphology*, 201, 199-214. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.06.021>

- Segura-Beltran, F. & Sanchis-Ibor, C. (2018). Estrechamiento de cauces y cambio de patrón en cursos fluviales mediterráneos como consecuencia del cambio global en las últimas décadas: indicadores geomorfológicos. En García, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., & Batalla, R. J. (eds.). *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del Cambio Global sobre los procesos geomorfológicos* (pp. 395-398). Palma: Universitat de les Illes Balears, Sociedad Española de Geomorfología.
- Segura-Beltran, F. & Sanchis-Ibor, C. (2020). La incisión como efecto de los cambios ambientales en ríos efímeros. En Farinós, J., Escribano, J., Peñarrubia, M. P., Serrano, J., & Asins, S. (eds.). *Desafíos y oportunidades de un mundo en transición: una interpretación desde la Geografía* (pp. 145-160). Universitat de València.
- Segura-Beltran, F., Sanchis-Ibor, C., & Ollero, A. (2021). Restauración hidrogeomorfológica en ramblas y ríos semipermanentes. En Thomsen, A., Farinós, J. & Perero, E. (coords.). *Soluciones ante los riesgos climáticos en ríos y costas* (pp. 207-215). Fundación CONAMA. http://www.conama.org/conama/download/files/conama2020//STs%202020/30_final.pdf
- Surian, N. & Rinaldi, M. (2003). Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology*, 50, 307-326. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00219-2](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00219-2)
- Surian, N., Ziliani, L., Comiti, F., Lenzi, M. A., & Mao, L. (2009). Channel adjustments and alteration of sediment fluxes in gravel-bed rivers of north-eastern Italy: potentials and limitations for channel recovery. *River Research and Applications*, 25(5), 551-567. <https://doi.org/10.1002/rra.1231>
- Vidal-Abarca, M. R., Nicolás, N., & Suárez, M. L. (2021). Explorando los beneficios de los ríos secos para el bienestar humano: una perspectiva social. *Cuadernos de Geografía de la Universitat de València*, 107. <https://doi.org/10.7203/CGUV.107.20783>
- Williamson, C. E., Dodds, W., Kratz, T. K., & Palmer, M. A. (2008). Lakes and streams as sentinels of environmental change in terrestrial and atmospheric processes. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 6(5): 247-254. <https://doi.org/10.1890/070140>
- Wyźga, B., Zawiejska, J., Radecki-Pawlik, A., & Hajdukiewicz, H. (2012). Environmental change, hydromorphological reference conditions and the restoration of Polish Carpathian rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37, 1213-1226. <https://doi.org/10.1002/esp.3273>

M.^a ROSARIO VIDAL-ABARCA GUTIÉRREZ^a

NÉSTOR NICOLÁS RUIZ^b

M.^a LUISA SUÁREZ ALONSO^c

EXPLORANDO LOS BENEFICIOS DE LOS RÍOS SECOS PARA EL BIENESTAR HUMANO: UNA PERSPECTIVA SOCIAL

RESUMEN

Los ríos secos son cauces cuyo hábitat es terrestre, están desconectados de las aguas subterráneas, únicamente transportan agua que evacuan rápidamente tras fuertes lluvias esporádicas y, por lo tanto, no albergan organismos acuáticos. La ausencia permanente de agua en estos cauces constituye la principal razón por la que gestores y sociedad civil, en general, los consideran inútiles e improductivos, y son uno de los ecosistemas más impactados del mundo. Este trabajo afronta tres objetivos principales. En primer lugar, revisar la diversidad de servicios ecosistémicos que los ríos secos proporcionan al bienestar humano utilizando el marco conceptual propuesto por la Plataforma Intergubernamental Ciencia-Política sobre Biodiversidad y Servicios Ecosistémicos (IPBES). En segundo lugar, detectar los impulsores directos e indirectos de cambio, claves que afectan a la capacidad de estos ríos para generar un flujo sostenible de servicios. En tercer lugar, aportar información sobre la percepción social que la ciudadanía de la región de Murcia (España) tienen sobre los ríos secos aplicando la técnica de libre listado (*freelisting*). El trabajo se basa en la revisión bibliográfica de la literatura científica (sin menospreciar la literatura gris) que aporta evidencias sobre los beneficios de los ríos secos a la sociedad. Los resultados muestran que estos ecosistemas contribuyen al bienestar humano, no tanto por su alta capacidad de

a Catedrática de Ecología. Departamento de Ecología e Hidrología, Universidad de Murcia. Campus de Espinardo. 30100 Murcia. charyvag@um.es. <https://orcid.org/0000-0002-2225-0727>.

b Contrato predoctoral de la Fundación Séneca (Ref: 20754/FPI/18). Departamento de Ecología e Hidrología, Universidad de Murcia. Campus de Espinardo. 30100 Murcia. nestor.nicolas@um.es

c Catedrática de Ecología. Departamento de Ecología e Hidrología, Universidad de Murcia. Campus de Espinardo. 30100 Murcia. mlsuarez@um.es. <https://orcid.org/0000-0003-0420-4919>.

Fecha de recepción: 15-04-2021. Fecha de aceptación: 12-11-2021.

proveer servicios ecosistémicos sino por la fuerte relación y colaboración que, a lo largo de la historia, ha existido entre las comunidades que viven en torno a estos ecosistemas y los recursos que proveen. Impulsores de cambio de naturaleza social y económica están alterando los modelos de sostenibilidad que mantenían un alto grado de resiliencia de estos socio-ecosistemas. La consulta a la ciudadanía reveló paradójicamente que, aunque el conocimiento actual sobre los ríos secos no es completo y su utilidad está infravalorada, existe un valor sociocultural fuertemente arraigado.

PALABRAS CLAVE: contribuciones de la naturaleza a la gente; *freelisting*; impulsores de cambio; Murcia (España); servicios ecosistémicos; sistema socioecológico.

EXPLORING THE BENEFITS OF DRY RIVERS FOR HUMAN WELL-BEING: A SOCIAL PERSPECTIVE

ABSTRACT

Dry rivers are channels whose usual habitat is terrestrial. They are disconnected from groundwater, only transport water that is quickly evacuated after sporadic heavy rains and, therefore, do not harbor aquatic organisms. The permanent absence of water in these channels is the main reason why both managers and society consider them useless and unproductive, being one of the most impacted ecosystems in the world. This work focuses on three main objectives. Firstly, we review the diversity of ecosystem services that these ecosystems provide to human well-being using the conceptual framework proposed by the Intergovernmental Science-Policy Platform on Biodiversity and Ecosystem Services (IPBES). Secondly, we identify the key direct and indirect drivers of change affecting the ability of dry rivers to provide a sustainable flow of services. Thirdly, we provide information on the social perception that citizens of the Region of Murcia (Spain) have about dry rivers by applying the *freelisting* method. This work is based on the bibliographic review of the scientific literature (without underestimating gray literature) that provides evidence about the benefits of dry rivers to people. The results show that these ecosystems contribute to human well-being not only because of their high capacity to provide ecosystem services, but also because of the strong relationship and collaboration that, throughout history, has existed between the human communities who inhabit dry rivers and the natural resources provided by them. Social and economic drivers of change are altering the sustainability models that maintained a high degree of resilience of these socio-ecosystems. The social analysis revealed a limited knowledge about dry rivers and their benefits but also, a high sociocultural value for their inhabitants.

KEYWORDS: nature's contributions to people; *freelisting*; drivers of change; Murcia (Spain); ecosystem services; socio-ecological system.

INTRODUCCIÓN

Los ríos secos son cauces que permanecen secos durante todo el ciclo hidrológico anual excepto cuando fuertes lluvias esporádicas generan una crecida que evacua el agua rápidamente. Están desconectados de las aguas subterráneas y, por lo tanto, no albergan vida acuática (Vidal-Abarca et al., 2020). Los ríos secos constituyen el extremo hidrológico del gradiente que se puede establecer dentro del complejo mundo de los ríos no perennes: desde los ríos intermitentes (aquellos que cesan su flujo de agua durante alguna fase del ciclo hidrológico anual), pasando por los ríos efímeros (aquellos que cesan su flujo de agua de forma impredecible a lo largo del ciclo hidrológico anual) (Datry et al., 2017a). Resulta obvio que el hábitat natural de los ríos secos es terrestre, por lo que tanto su biodiversidad como los procesos ecológicos que los caracterizan presentan mayor similitud con lo que ocurre en el ámbito terrestre, que en el acuático. Paradójicamente, los ríos secos se generan y dinamizan por la fuerza del agua que fluye tras las avenidas (García et al., 1999; Gordon et al., 2004), de manera que, en un contexto territorial, forman parte de la red fluvial de las cuencas de drenaje.

Aunque los ríos secos son especialmente abundantes en las regiones más áridas del planeta (Mabbutt, 1977; Bull & Kirkby, 2002; Levick et al., 2008), no son exclusivos de ellas (Larned et al., 2010; Schneider et al., 2017). Los ríos secos se encuentran en todos los ámbitos climáticos (Stanley et al., 1997; Datry et al., 2014), incluidas las regiones húmedas y subhúmedas (Fritz et al., 2006; Buttle et al., 2012). Sin embargo, no existen datos precisos sobre su cuantía y distribución a escala global. Actualmente, los datos más ajustados son los proporcionados por Raymond et al. (2013), quienes estiman que el 69 % de los cauces de primer orden por debajo de los 60° de latitud y aproximadamente el 34 % de los ríos de mayor orden fluyen de forma intermitente, donde evidentemente están incluidos los ríos secos.

La ausencia de un flujo permanente de agua en los ríos secos los ha vuelto invisibles a ojos de gestores del agua, del territorio y de la sociedad, que los consideran inútiles e improductivos (DeLucio & Múgica, 1994; García-Llorente et al., 2012). Únicamente se les presta atención cuando fuertes lluvias los desbordan y provocan daños humanos y materiales de consideración (Di Baldassarre et al., 2010; Machado et al., 2017). Esto ha derivado en una visión peyorativa y nada beneficiosa de los ríos secos, por lo que probablemente sean uno de los ecosistemas fluviales más impactados del planeta (Jacobson et al., 1995; Seely et al., 2003; Gómez et al., 2005; Levick et al., 2008).

En este contexto se enmarcan los objetivos del presente trabajo. En primer lugar, se pretende revisar la capacidad de los ríos secos para proveer servicios ecosistémicos a la sociedad a través de la información aportada por publicaciones científicas. A excepción de dos trabajos previos realizados por Datry et al. (2017b) y Koundouri et al. (2017) para los ríos intermitentes y algunos datos aportados por Vidal-Abarca et al. (2020) para los ríos secos, no existe un análisis global sobre los beneficios potenciales que estos ecosistemas pueden suministrar a la sociedad. Probablemente el desconocimiento de la población humana sobre los beneficios de los ríos secos para el bienestar humano sea una de las razones para ignorarlos o considerarlos sistemas baldíos y degradados. En segundo lugar, detectar, mediante la revisión bibliográfica y de forma genérica, los impulsores directos e indirectos de cambio claves

que están afectando a la capacidad de estos ecosistemas para producir un flujo sostenible de servicios. Finalmente, a una escala local, se pretende aportar información sobre la percepción social y el conocimiento que tiene la ciudadanía de la Región de Murcia sobre los ríos secos.

METODOLOGÍA

Entre los diferentes marcos conceptuales existentes para analizar los componentes básicos y las interacciones entre la naturaleza y el sistema social (MA, 2005; TEEB, 2010; EME, 2011; Haines-Young & Potschin, 2013), en este caso se ha aplicado el propuesto por la Plataforma Intergubernamental Ciencia-Política sobre Biodiversidad y Servicios Ecosistémicos (IPBES) (Díaz et al., 2015). Este marco conceptual incorpora la noción de “contribuciones de la naturaleza a la gente” (con sus siglas en inglés NCP) (Díaz et al., 2018), y las clasifica en tres amplios grupos: contribuciones materiales, no materiales y de regulación para una buena calidad de vida. El concepto NCP es equivalente al de servicios ecosistémicos, pero incorpora un conjunto más amplio y diverso de sistemas de conocimiento (por ejemplo, ciencias sociales y humanidades), distintas visiones del mundo (por ejemplo, el conocimiento local e indígena) y más partes interesadas para fortalecer las relaciones ciencia-política sobre las personas y la naturaleza, con lo que aumenta la inclusión y la pluralidad (Kadykalo et al., 2019). Además, en este marco se reconoce que los NCP pueden ser tanto positivos como negativos, aunque en este trabajo se hace especial énfasis en los positivos. Así pues, este esquema conceptual es más útil para cumplir los objetivos del presente trabajo, dado que los ríos secos se ubican mayoritariamente en ámbitos áridos y semiáridos, donde la población humana ha generado a lo largo de la historia un conocimiento ecológico local propio para utilizar de forma singular y sostenible los recursos que los ríos les proporcionan.

Para cumplir estos objetivos se realizó una búsqueda exhaustiva de la bibliografía científica en distintas bases de datos (ISI web del conocimiento; Google Scholar; Scopus). No obstante, conscientes de que la literatura gris aporta mucha información no distribuida por los canales habituales y que puede contribuir a un mayor conocimiento tanto de los NCP que proveen los ríos secos (Mengist et al., 2020) como de las experiencias que la gente obtiene de estos, se incorporó a esta revisión cuando se consideró relevante.

Los términos de la búsqueda siempre incluían *dry river* y/o distintos vocablos con los que los ríos secos son habitualmente nombrados en la literatura (por ejemplo, *dryland*, *ephemeral*, *episodic* o *seasonal*; seguido de *river*, o *stream*, o *system*, o *channel*). Adicionalmente, la búsqueda también incluyó vocablos de uso geográficamente más restringido, como *wadis*, *creek*, *ramblas*, *balka*, etc. El objeto de la búsqueda fue encontrar evidencias escritas de todos los NCP que los ríos secos fueran capaces de suministrar, así como de los impulsores de cambio que los afectaban. Esta forma de rastreo de las evidencias llevaba consigo la lectura detenida del texto completo con el fin de confirmar que el trabajo se refería a ríos secos, tal como se han definido anteriormente. Además, las evidencias sobre los NCP y los impulsores de cambio fueron agrupadas en las categorías descritas por el marco IPBES.

Para cumplir el tercer objetivo, es decir, aportar información sobre la percepción y el conocimiento que la ciudadanía asigna a los ríos secos, se utilizó la técnica de libre listado (*freelisting*) (Bieling et al., 2014; Kelemen et al., 2016). Se trata de un método de consulta directa que tiene por objeto obtener respuestas espontáneas y no dirigidas. La cuestión que se propuso fue: “Describe las ramblas con tres o cuatro palabras” y fue dirigida a 177 ciudadanos de la Región de Murcia que utilizan el término de *rambla* para identificar a los ríos secos. Las respuestas obtenidas fueron cuantificadas contabilizando el número de veces que aparecía repetida cada palabra. Además, se identificaron varios criterios de respuesta; es decir, se analizó la naturaleza de cada palabra empleada por la ciudadanía. De esta manera, se codificaron y agruparon las respuestas en grupos temáticos que permitiesen sintetizar la información y facilitar la interpretación de los datos.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Revisando los beneficios de los ríos secos para una buena calidad de vida

En la revisión bibliográfica realizada se encontraron ejemplos y/o evidencias para 17 de las 18 categorías incluidas en los tres grupos de NCP usadas en el marco conceptual de IPBES (tabla 1) (por razones obvias, no se encontraron referencias para el servicio de regulación de la acidificación de los océanos). En muchos casos, las NCP están fuertemente soportadas por las evidencias encontradas. Las contribuciones no materiales incluyen todas las experiencias subjetivas, físicas y psicológicas, tanto individuales como colectivas, que la gente experimenta en contacto con la naturaleza. En este sentido, la literatura aporta muchos ejemplos sobre las oportunidades que los ríos secos están ofreciendo para la observación y el aprendizaje del medio natural (Alberdi, 2011; Safriel & Adeel 2015), para aumentar el conocimiento sobre especies presentes y procesos que ocurren en estos ecosistemas (Sánchez-Montoya et al., 2016; Arce et al., 2019) o como espacio de inspiración para escritores, poetas, pintores y otros artistas (Neruda, 1976; Región de Murcia Digital; Andreu-Lara & Ojeda-Rivera, 2019). Además, los ríos secos son espacios especialmente utilizados para desarrollar muchas actividades de recreo y ocio en contacto con la naturaleza (Gómez et al., 2005; Steward et al. 2012; Stubbington et al., 2020) que son beneficiosas para la salud física y mental de las personas (Samakov, 2017), o simplemente para el disfrute de paisajes (Seely et al., 2003; Andreu-Lara & Ojeda-Rivera, 2019), algo que facilita la relajación y curación (Teff-Seker & Orenstein, 2019). Los ríos secos son espacios de conexión social, comunican pueblos cercanos (Gómez et al., 2005) y generan en las personas sentimientos de pertenencia, que ligan a tradiciones, leyendas, rituales o experiencias espirituales y religiosas (Safriel & Adeel, 2005).

Tabla 1. Evidencias y/o ejemplos de los beneficios de los ríos secos para una buena calidad de vida basado en el marco conceptual IPBES.

Fuente: Díaz et al., 2018.

Contribuciones de los ríos secos al bienestar humano (NCP)	Ejemplos/evidencias	Referencias bibliográficas
Contribuciones de regulación		
Creación y mantenimiento de hábitats	La vegetación de los ríos secos potencia los procesos de sedimentación generando nuevos hábitats	Sandercock et al. (2007); Hinchman (2013)
	La vegetación de los ríos secos ralentiza la transferencia de sedimentos río abajo manteniendo hábitats terrestres	Sandercock et al. (2007)
	Los ríos secos son hábitats para las comunidades de muchos invertebrados terrestres	Sánchez-Montoya et al. (2016)
Polinización y dispersión de semillas y otros propágulos	Dispersión de semillas por animales (por ejemplo serpientes de cascabel) (zoocoria)	Reiserer et al. (2018)
	Dispersión de semillas por el viento (anemocoria)	Thompson et al. (2014)
Regulación de la calidad del aire	El tiempo de residencia del carbono orgánico en los lechos de los ríos secos es mucho mayor que en los bosques	Farage et al. (2003)
	Secuestro de nitrógeno total desde la atmósfera en los lechos de los ríos secos	Scholz et al. (2002)
Regulación del microclima	La vegetación de los ríos secos genera un microclima más suave porque disminuyen la temperatura local	Valenzuela et al. (2011); Roman (2016)
Regulación de la cantidad, localización y tiempo de permanencia del agua dulce	Los lechos de algunos ríos secos son zonas de infiltración del agua	Suftin et al. (2014)
	Especies vegetales indicadoras de la presencia de agua subterránea con el mezquite (<i>Prosopis</i> sp.) o los azufaitos (<i>Ziziphus lotus</i>)	CONAZA-INE (1994); López-Rodríguez et al. (2020)
Regulación de la calidad del agua	En los sedimentos de los ríos secos se pierde el fósforo total	Scholz et al. (2002)
	La desnitrificación, vía microbiana, es la pérdida de nitrógeno más importante en los ríos secos	Whitford (2002)

Contribuciones de los ríos secos al bienestar humano (NCP)	Ejemplos/evidencias	Referencias bibliográficas
Formación, protección y descontaminación del suelos y sedimentos	La vegetación que crece en los ríos secos deposita materia orgánica que facilita la formación de suelo	Ríos Saucedo et al. (2013)
	La vegetación de los ríos secos aumenta su resistencia a la erosión	Sandercock et al. (2007); Hinchman (2013)
	Los microorganismos de origen terrestre aceleran la descomposición de la materia orgánica en los ríos secos	Arce et al. (2019)
	La fotodegradación es una de las principales vías de degradación de la materia orgánica en ríos secos	Almagro et al. (2017); Del Campo & Gómez (2016)
	Secuestro de carbono inorgánico en los lechos de los ríos secos vía formación de carbonatos	Farage et al. (2003)
Regulación de perturbaciones y eventos extremos	Los tramos trenzados de los ríos secos pueden ser más resilientes a las perturbaciones naturales	Suftin et al. (2014)
	Los ríos secos contribuyen a minimizar los efectos devastadores de las avenidas	Machado et al. (2017)
Regulación de organismos perjudiciales y procesos biológicos	Algunas plantas invasoras en los ríos secos pueden ser controladas por pequeños roedores	Williams et al. (2013)
	Biorremediación por comunidades microbianas	Burns et al. (2013)
Contribuciones materiales		
Energía	El procesado de muchas plantas de los ríos secos (por ejemplo, el mezquite: <i>Prosopis</i> sp.) produce carbón	Ríos Saucedo et al. (2013)
Alimentos y piensos	En muchos ríos secos se cultivan cereales para alimento humano o del ganado	Rodríguez Vaquero (2007)
	La vegetación de los ríos secos sirve de alimento al ganado ovino y caprino	Little et al. (1990); Arenas (2012)
	Diversas especies vegetales presentes en los ríos secos son utilizadas como alimento del ganado, por ejemplo, el palo de hierro (<i>Olneya tesota</i>) en México	Parra et al. (2013)
	Diversas especies vegetales presentes en los ríos secos son utilizadas para alimentación humana (por ejemplo, recolección de espárragos trigueros: <i>Asparagus acutifolius</i>)	Salinas & Guirado (2002)
	Caza de conejos para alimentación humana	Sánchez et al. (2004)

Contribuciones de los ríos secos al bienestar humano (NCP)	Ejemplos/evidencias	Referencias bibliográficas
Materiales, animales de compañía y labor	Extracción de arenas y gravas	Madyise (2013)
	Extracción de sal en ríos secos	Albaladejo-García & Gómez-Espín (2016)
	Extracción de oro en ríos secos	Crane (2014)
Recursos medicinales, bioquímicos y genéticos	Muchas plantas que crecen en los ríos secos tienen usos medicinales	Ahmad et al. (2004); Arenas (2012); Martínez-Yoshino et al. (2021)
Contribuciones no materiales		
Aprendizaje e inspiración	Sistemas de captación de agua subterránea como los <i>qanats</i>	Nasiri & Mafakher (2015)
	Sistemas de captación de agua de la atmósfera (por ejemplo, cosechas de niebla)	Alkhaddar (2003)
	Los paisajes áridos abiertos son especialmente apropiados para la observación y el estudio astronómico	Alberdi (2011)
	Los ríos secos contribuyen significativamente a aumentar el conocimiento global de las ciencias ambientales	Safriel & Adeel (2015)
	Los ríos secos son utilizados para desarrollar proyectos de educación ambiental	https://www.murcia.es/medio-ambiente/medio-ambiente/publicaciones.asp
	Estos ecosistemas son inspiración para pintores, poetas y escritores	Neruda (1976)
Experiencias físicas y psicológicas	Los ríos secos permiten realizar actividades recreativas como senderismo, caza, observación de especies animales, etc.	Steward et al. (2012)
	Los ríos secos son atractivos para el turismo por su biodiversidad y belleza escénica	Seely et al. (2003)
	Los paisajes áridos son espacios experienciales que generan bienestar humano	Andreu-Lara & Ojeda-Rivera (2019)

Contribuciones de los ríos secos al bienestar humano (NCP)	Ejemplos/evidencias	Referencias bibliográficas
Soporte de identidad	Los ríos secos son utilizados como vías de comunicación entre las poblaciones humanas, confiriéndoles así una identidad que es reconocida como propia por los habitantes locales, quienes llegan, incluso, a asignarles nombres distintos	Gómez et al. (2005); Steward et al. (2012)
	La génesis de las tres principales religiones (judaísmo, cristianismo e islam) está asociada con paisajes áridos	Burmil et al. (1999)
	Muchos elementos ambientales como las rocas y la tierra en estos paisajes representan la piel de Dios para los indios navajos	Kihonge (2017)
	Distintas especies de árboles, o algún árbol en particular, tienen un fuerte significado espiritual para las poblaciones locales	Safriel & Adeel (2015)
	Las semillas del arbusto <i>Anadenanthera colubrina</i> tienen un uso chamánico en las tierras áridas de Sudamérica	Arenas (1992)
	Muchas formaciones geológicas tienen un fuerte significado sagrado para las poblaciones humanas locales	Pungetti et al. (2012); Samakov (2017)
Mantenimiento de opciones		
	Las culturas nómadas se generaron en estos paisajes y pueden ser una opción de futuro para una buena calidad de vida	Hillel (1991); Safriel & Adeel (2015); Root-Bernstein et al. (2016)

De igual manera, las referencias relativas a las contribuciones materiales de los ríos secos revelan la diversidad de beneficios que los individuos y la sociedad obtienen para su bienestar. Estos beneficios son producidos por la naturaleza directamente sin intervención humana (por ejemplo, plantas medicinales; frutos silvestres) o coproducidos mediante la cooperación entre el sistema natural y social (por ejemplo, cultivos: Palomo et al., 2016) (tabla 1). Es obvio que la obtención directa de determinados recursos como, por ejemplo, alimentos para los humanos (Salinas y Guirado, 2002; Sánchez et al., 2004) o pastos para el ganado (Little et al., 1990; Arenas, 2012; Muiño, 2012; Martínez-Yoshino et al., 2021), energía (por ejemplo, leña o carbón: Ríos Saucedo et al., 2013; Martínez-Yoshino et al., 2021), materiales bióticos (por ejemplo, plantas medicinales: Ahmad et al., 2004; Arenas, 2012; Martínez-Yoshino et al., 2021; fibras y materiales para construcciones y artesanías: Linares et al., 2008) o materiales abióticos (por ejemplo, arena, oro...: Madyise, 2013; Crane, 2014; Albaladejo-García & Gómez-Espín, 2016), en muchos casos tan solo cubre necesidades parciales o complementarias para el buen vivir, pero los modos de vida y las culturas de las poblaciones que viven en torno a estos ecosistemas han desarrollado,

a lo largo de la historia, modelos de sostenibilidad en un proceso de coproducción acoplado a los ritmos naturales. Por ejemplo, los sistemas pastoriles tradicionales en las tierras áridas siempre fueron una solución para obtener alimentos de origen animal (Oteros-Rozas et al., 2013; Root-Bernstein et al., 2016) como alternativa más sostenible que la producción vegetal ligada a la tierra y a la disponibilidad de agua difícil de conseguir en ambientes áridos y semiáridos (Krätli et al., 2013). Estos sistemas llevan consigo modos de vida nómadas (por ejemplo la trashumancia estacional: Oteros-Rozas et al., 2014) acoplados a la variabilidad de las condiciones ambientales (Coughenour, 2004). Precisamente es la movilidad la que mantiene la resiliencia de estos ecosistemas. La búsqueda de alimento para el ganado en muchas ocasiones va ligada a utilizar vías que faciliten su traslado (como los cauces de los ríos secos: López Galán & Muñoz, 2008) y donde aprovisionarse de agua (fuentes, pozos o charcas ganaderas acopladas a estos ríos y al subálveo: Vidal-Abarca et al., 2003; Martínez, 2004). El conocimiento ecológico local de los pastores y su capacidad de manejo de los escasos recursos en ambientes estresados es clave para que este sistema socioecológico conviva con las crisis ambientales y sea capaz de mantener un flujo de servicios ecosistémicos (Oteros-Rozas et al., 2012; Selemanni, 2020).

Las contribuciones de regulación en el caso de los ríos secos se refieren a su capacidad para reducir la virulencia de las avenidas (Suftin et al., 2014), controlar parte de los ciclos biogeoquímicos (por ejemplo, secuestrando carbono inorgánico en los lechos secos: Farage et al., 2003), acelerar la descomposición del materia orgánica a través de procesos como la fotodegradación (Almagro et al., 2017; Del Campo & Gómez, 2016), facilitar la infiltración del agua hacia los acuíferos (Suftin et al., 2014), regular el microclima local (Valenzuela et al., 2011; Roman, 2016), o la calidad del aire secuestrando nitrógeno total desde la atmósfera (Scholz et al., 2002), facilitar la formación de suelo (Ríos Saucedo et al., 2013) y de hábitats para muchas especies vegetales (Martínez-Yoshino et al., 2021) y animales (Williams et al., 2013; Sánchez-Montoya et al., 2016), favorecer la polinización (Martínez-Yoshino et al., 2021) y la dispersión de semillas (Reisener et al., 2018), e incluso controlar especies como, por ejemplo, hacen pequeños roedores sobre los árboles invasores del género *Prosopis* (Williams et al., 2013). Sin embargo, muchos de los ejemplos encontrados (tabla 1) se refieren bien a casos y/o experiencias locales, bien a evidencias aún no probadas. Las contribuciones de regulación están ligadas al funcionamiento de los ecosistemas y, en el caso de los ríos secos, aún se desconocen muchos de los procesos biogeoquímicos que los sustentan (Arce et al., 2019). Ni siquiera se tiene certeza de a qué escala espacial o temporal ocurren, o cuál es el papel funcional de las avenidas en la reactivación y/o desorganización de los cauces que son la base física que sustenta la provisión de estas contribuciones (Vidal-Abarca et al., 2020).

La clasificación de IPBES para los NCP incorpora una categoría especial denominada “mantenimiento de opciones” (tabla 1), que está vinculada a la vez con los tres grandes grupos de contribuciones: materiales, no materiales y regulación. Esta categoría hace referencia a aspectos relacionados con las oportunidades potenciales que ofrece la naturaleza, incluyendo el mantenimiento en el futuro de todas las NCP actuales y futuras que soporten la resiliencia de los ecosistemas y su capacidad para seguir proporcionando beneficios a la sociedad (Díaz et al., 2018). Los paisajes áridos, y en ellos los ríos secos, han generado a lo largo de la historia formas de vida y culturas acopladas a las posibilidades de usar los

recursos naturales en común acuerdo con las pautas espaciales y temporales de la naturaleza manteniendo su resiliencia (Balbo et al., 2016; Andreu-Lara & Ojeda-Rivera, 2019) (tabla 1). El agua es el elemento vital por excelencia. La obtención de agua para abastecimiento directamente de los ríos secos es difícil; sin embargo, las sociedades que viven en torno a estos han sabido aprovechar las distintas fases del ciclo del agua, obteniéndola directamente de la lluvia (Ballen Suárez et al., 2006; Torres, 2019), de la niebla (Alkhaddar, 2003), de las esporádicas avenidas que se suceden de forma impredecible (por ejemplo, boqueras: López Galán & Muñoz, 2008; López Bermúdez, 2014) o de los acuíferos o subálveos que se acumulan bajo el lecho seco, mediante mecanismos a veces muy sofisticados (por ejemplo, los *qanats*: Nasiri & Mafakheri, 2015; Gamero et al., 2017). Además, han sabido aprovechar el mayor grado de humedad y acumulación de materia orgánica en los lechos secos para cultivar cereales y obtener alimento para ellos o para su ganado (Hans et al., 1999; Rodríguez Vaquero, 2007) o practicar una “jardinería particular” para mantener poblaciones vegetales arbóreas que proveen muchos beneficios, como por ejemplo bosquetes de acacias (*Acacia tortillis* subsp. *raddiana*) que crecen en los cauces de los ríos secos (*wadis*) de Egipto y Sudán y que proporcionan madera, carbón vegetal, forraje para el ganado y sombra para todos (Andersen, 2007; Andersen et al., 2014).

La cantidad de estrategias y técnicas para ayudar a la regulación hídrica (es decir, controlar la ubicación, cantidad y tiempo en el que se puede acceder al agua tanto superficial como subterránea) es extraordinaria y muestra cómo en ecosistemas donde la falta de agua es lo habitual, la diversificación de los métodos de recogida y almacenaje del agua pueden sustentar modos de vida sostenibles (Bayly, 1999; Tahmasebi, 2009). Pero no solo la tecnología, sino también los modos de uso de los recursos (por ejemplo, el nomadismo: FAO, 2001) aprendidos a lo largo del tiempo (conocimiento ecológico local), los modelos de gobernanza para repartir solidariamente el agua y minimizar los conflictos (por ejemplo, el Alporchón en Vélez Blanco: Navarro Sánchez, 2010) e incluso los sistemas de creencias (Gozalo de Andrés, 2003) son básicos para mantener la resiliencia del sistema fluvial (Balbo et al., 2016). Pero además, este conocimiento ecológico local ha generado una alta diversidad de identidades culturales que se manifiestan en lenguas propias (según Safriel y Adeel, 2005, el 24 % de los idiomas globales están asociados a ambientes áridos del planeta), fiestas y festejos ligados a los ríos secos (por ejemplo, romería de la Virgen de la Luz en la Rambla del Cañar: Sánchez Conesa, 2018; o la regata anual Henley-on-Todd, que tiene lugar en un río seco en el norte de Australia: Steward et al., 2012), creencias espirituales y religiosas (como las rogativas para pedir agua: Gozalo de Andrés, 2003) e inspiración artística (por ejemplo, la pintura de paisajes áridos: Andreu-Lara & Ojeda-Rivera, 2019).

Finalmente, hay que señalar que existen conflictos o compromisos (*trade-offs*) entre muchas NCP de los ríos secos. Uno de los más habituales es el uso de los lechos de estos ecosistemas para la obtención de alimento (figura 1). Muchos cauces de los ríos secos acumulan mayor humedad y materia orgánica que sus alrededores, lo cual favorece el crecimiento de plantas anuales que, en muchos casos, sirven como pasto para el ganado y como tal se han utilizado a lo largo de la historia (Seely et al., 2003; Kihonge, 2017; Martínez-Yoshino et al., 2021). Es habitual que los lechos de los ríos secos sean utilizados para el cultivo de cereales o de algún tipo de arbolado de secano (como el algarrobo) (Hernández-Hernández & Morales Gil, 2013), lo cual altera el sustrato, la vegetación que crece en estos e incluso el

banco de semillas con el que restaurar la vegetación natural anual. El extremo de alteración se produce cuando sobre ellos se desarrolla una agricultura de regadío que no solo transforma y/o destruye el fondo de los lechos, sino que extrae el agua de los acuíferos para su mantenimiento comprometiendo muchas NCP (Skoulidakis et al., 2017).

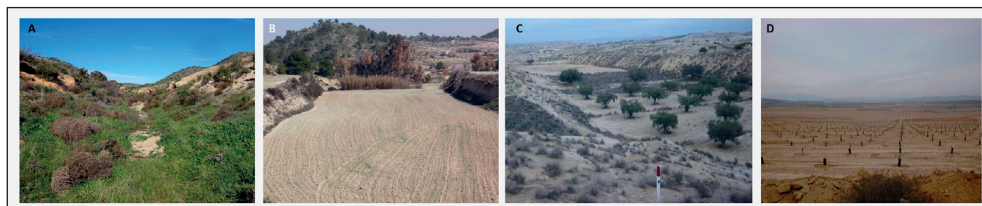


Figura 1. Ejemplo de usos del lecho de los ríos secos que generan compromisos.

A: lecho natural con crecimiento de plantas anuales usadas para la alimentación del ganado; B: lecho modificado y preparado para el cultivo de cereales; C: cultivo de arbolado de secano; D: desaparición del lecho del río seco para desarrollar una plantación de arbolado de regadío.

Los principales impulsores de cambio

De acuerdo con IPBES, los cinco impulsores de cambio directos sobre la biodiversidad y las NCP son la explotación de recursos naturales, el cambio de uso del suelo, la contaminación, el cambio climático y las especies exóticas invasoras (figura 2). Durante la revisión bibliográfica se han encontrado muchos ejemplos de todos ellos que alteran los ríos secos y su capacidad para contribuir al bienestar humano. El impulsor que mayor número de alteraciones produce sobre las NCP es el cambio de uso de suelo. Para el caso de los ríos secos, estos cambios implican la alteración parcial (por ejemplo, construcción de muros para evitar inundaciones o presas para acumular agua de escorrentía, o transformación del lecho para cultivar: Ito, 2005; Gómez et al., 2005) o total del propio cauce (por ejemplo, urbanizaciones sobre los ríos secos: Steward et al., 2012), incluida la modificación de su régimen de flujo natural (por ejemplo, por transferencias de agua desde otros cauces de flujo permanente: Briggs et al., 1993) que puede comprometer el abastecimiento de agua a las poblaciones locales.

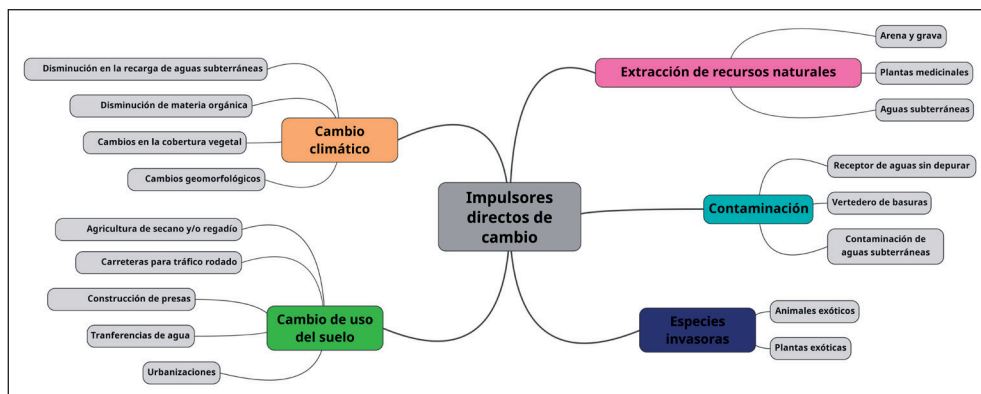


Figura 2. Principales impulsores directos de cambio detectados en la revisión bibliográfica que afectan a los beneficios de los ríos secos al bienestar humano.

La extracción de agua desde los acuíferos es un importante impulsor que modifica tanto la biodiversidad como la capacidad para mantener el flujo de muchos NCP a lo largo del tiempo (Pulford et al., 1992; Levick et al., 2008), lo que compromete el mantenimiento de la vegetación natural y, sobre todo, el acceso a fuentes de abastecimiento de agua (Levick et al., 2008). De igual manera, la extracción de arenas y gravas de los lechos de los ríos secos tiene importantes implicaciones en el control de la erosión, en la alteración del hábitat y en la disminución de su capacidad para potenciar la infiltración de agua a los acuíferos y minimizar las avenidas y la destrucción de comunidades vegetales utilizadas por las poblaciones locales como recursos alimenticios o como medicinas naturales (Madyise, 2013). Más recientemente se ha detectado la extracción masiva de plantas medicinales en cauces de ríos secos debido al *boom* actual de las poblaciones occidentales por el uso de la medicina tradicional, poniendo en peligro muchas plantas que viven en estos cauces y que de forma tradicional utilizan las comunidades locales (Ahmad et al., 2004).

El uso de los ríos secos como receptores de aguas residuales (Hassan & Egozi, 2001) o como vertedero de basuras (Gómez et al., 2005) es un impulsor ampliamente extendido, uno de cuyos efectos más negativos es la contaminación de los acuíferos o subálveos que abastecen de agua tanto a poblaciones locales como a su ganado (Seely et al., 2003).

Es bien conocido que el impulsor directo de cambio climático acentuará las condiciones extremas (incremento de la temperatura y de la evapotranspiración, y disminución y comportamiento errático de las precipitaciones: Mirzabaev et al., 2019) que caracterizan a los ríos secos (por ejemplo, alargamiento de los periodos secos, menor humedad en los lechos y de disponibilidad de agua subterránea, etc.). La disminución de la vegetación es uno de los efectos más importantes sobre el bienestar humano porque es parte de la base de los sistemas agropastorales que se desarrollan en torno a estos cauces (como en el este de África: Mude et al., 2007; Pricope et al., 2013). Pero además, tanto la disminución de las precipitaciones como su desigual distribución afectan a la recarga de acuíferos (Squeo et al., 2006) que

mantienen buena parte del servicio de abastecimiento de agua a las poblaciones locales. El cambio climático también afecta a muchas contribuciones de regulación, entre las que se señala la disminución de la materia orgánica que entra a los cauces (Almagro et al., 2010), el incremento de la salinidad en el lecho y de los procesos de erosión (Martínez-Mena et al., 2008) y cambios geomorfológicos que afectan al hábitat de las especies (Larkin et al., 2020).

Por último, las especies exóticas invasoras tanto vegetales como animales se ven favorecidas en los ríos secos por la alteración de las condiciones naturales que facilitan su asentamiento y expansión (Milton & Dean, 2010; Williams et al., 2013; Zhang & Jiang, 2016). La introducción de estas especies en muchos ecosistemas no siempre es accidental, sino que tiene una finalidad económica. Por ejemplo, Linders et al. (2020) estudian los efectos sobre varias NCP de la introducción de *Prosopis* en Kenia y Etiopía para aumentar la cantidad de forraje para el ganado y mejorar así la renta de las poblaciones locales. Estos autores demuestran que no solo no se ha conseguido el objetivo económico, sino que se han perdido muchas NCP, entre ellas la disminución de los pastos naturales, la reducción de la resistencia a la sequía, la disminución de la ganadería y del sistema cultural pastoril asociado a estos ecosistemas. Sin embargo, las especies invasoras pueden contribuir tanto de forma positiva como negativa (contraservicios: Shackleton & Shackleton, 2018) al bienestar humano, lo cual depende de la percepción del usuario, como demuestran Tebboth et al. (2020) en un estudio sobre los impactos de *Prosopis juliflora* en Etiopía.

Pero a estos impulsores directos se superponen otros de carácter indirecto que, en muchas ocasiones, ponen en peligro la biodiversidad y la supervivencia de estos sistemas socioecológicos. IPBES reconoce cinco categorías de impulsores indirectos: económicos, institucionales, culturales y religiosos, demográficos y científicos/tecnológicos. Para el caso de los ríos secos, la dependencia de la gente de estos ecosistemas le ha llevado a establecer normas y prácticas tradicionales incorporando una ética del cuidado del entorno que ha generado costumbres y sabidurías específicas y diversidad de paisajes (Safriel & Adeel, 2005; Sangha et al., 2018). Cuando la gestión local de un recurso escaso es embebido en un modelo económico concreto (por ejemplo, la globalización: Safriel & Adeel, 2005) o por decisiones políticas diseñadas a gran escala, obviando la gobernanza consuetudinaria propia de estas comunidades humanas que allí habitan y de la que extraen sus recursos, se desvirtúa e ignora no solo el conocimiento ecológico local aprendido a lo largo de la historia, sino también su alta capacidad de autoorganización y cohesión interna de la comunidad, lo que lleva a la pérdida de la resiliencia del sistema y provoca una gran inequidad social (Merçon et al., 2019). En general, los sistemas socioecológicos generados en torno a los ríos secos están constituidos por poblaciones humanas de pequeño tamaño (Safriel & Adeel, 2005; Balbo et al., 2016) con valores, creencias y normas sociales propias que suelen quedar al margen de la toma de decisiones políticas sobre la gestión de sus recursos. Por ejemplo, pocas veces los proyectos de conservación de espacios naturales han incluido la diversidad sociocultural de las poblaciones que allí habitan. En Australia, las exigencias de cincuenta pueblos indígenas han conseguido incorporar sus antiguas reglas al plan de manejo de sus territorios basadas en el mantenimiento de la relación gente-lugares-plantas y animales (Davies et al., 2013).

El cambio global al que se encuentran sometidos todos los ecosistemas del planeta (Mauser et al., 2013) puede afectar con mayor intensidad a las poblaciones locales que viven en torno a los ríos secos (Balbo et al., 2016). Cabría pensar que la falta de agua por efecto del cambio climático será el factor más condicionante, pero probablemente son los impulsores socioeconómicos los que incidirán con mayor intensidad (Safriel & Adeel, 2005). La capacidad para autoorganizarse es básica para mantener la sostenibilidad de estos ecosistemas (Balbo et al., 2016) y esto solo es posible si se respetan sus modelos de gobernanza tradicional. La integración de estas comunidades a la globalización expande los límites biofísicos en los que se sustentaba la sostenibilidad del sistema, lo cual lleva al desacoplamiento de estos sistemas socioecológicos (Balbo et al., 2016), una de cuyas consecuencias son las migraciones de parte de la población humana a zonas urbanas que la desvincula de sus conocimientos, raíces culturales y creencias. En este contexto, las mujeres son las grandes perdedoras (Ahmed et al., 2016; Chiblow, 2020).

Sin embargo, el gran elenco sociocultural que aportan estas comunidades a la gestión sostenible de los recursos que proporcionan los ríos secos puede ser especialmente interesante para abordar las crisis ambientales que afectan a buena parte del planeta. Una de las claves de la sostenibilidad de estos socioecosistemas está en el reconocimiento de las limitaciones biofísicas naturales que imperan en estos ecosistemas.

Una aproximación a la percepción social y el conocimiento local de los ríos secos

El método de libre listado dio como resultado una relación de 241 palabras y las seis más repetidas fueron: *agua* (n=18), *seca* (n=17), *aburrida/o* (n=12), *interés/interesante* (n=12), *vegetación* (n=12), *peligro/peligrosa* (n=10). Resulta curioso cómo los ríos secos son percibidos por la ciudadanía como un ecosistema *seco*, pero a la vez son relacionados con la presencia de *agua* y *vegetación*. Por otro lado, parece existir una polarización entre aquellas personas que lo consideran un ecosistema *aburrido* y quienes lo consideran *interesante*.

El análisis de la naturaleza de las palabras escogidas por la ciudadanía reveló tres enfoques de percepción distintos empleados en la descripción de las ramblas: empírico, utilitarista y sociocultural (figura 3). El enfoque empírico incluye aquellas palabras que hacen referencia a las estructuras, los factores o las funciones que caracterizan a los ríos secos (por ejemplo, *natural*, *vegetación*, *erosión*); el utilitarista agrupa aquellas palabras que se refieren a un beneficio o uso del ecosistema (como *camino*, *aromáticas*, *vertidos*), y el sociocultural, a las palabras que hacen referencia a factores sociales y culturales producto de la interacción entre el sistema natural y social y que está más ligado a las emociones y experiencia vitales que la gente tiene con estos ecosistemas (como *peligroso*, *divertido*, *silencio*). Del total de palabras utilizadas por los ciudadanos, 5 se consideraron ambiguas y se descartaron. De las 236 palabras restantes, 7 se ajustaron a dos enfoques diferentes (ver figura 4). Por ejemplo, la palabra *cabras* puede ser tanto un rasgo empírico como utilitarista; o *agradables paseos* puede expresar tanto un rasgo sociocultural como utilitarista. Por lo tanto, el total de palabras utilizadas fue de 243.

La mayoría de las palabras utilizadas por la ciudadanía para describir los ríos secos (n=121; 50 %) están relacionadas con las características empíricas de estos ecosistemas (figura 3A). En concreto,

las palabras más utilizadas fueron *agua* (n=18), *secas* (n=17) y *vegetación* (n=12) (figura 4). El agua, tanto su presencia como su ausencia y todos los fenómenos (por ejemplo, *inundación*, *avenidas*, *aridez*) o procesos relacionados con esta (por ejemplo, *desbordamiento*, *turbio*, *sequedad*, *impredecible*) fueron, con diferencia, las palabras más utilizadas. La vegetación fue el otro rasgo característico destacado por la ciudadanía (por ejemplo, *matorral*, *poca flora*, *plantas*, *adelfa*, *cañas*). Por el contrario, la fauna y la geomorfología fueron los elementos mencionados con menor frecuencia.

El enfoque utilitarista sobre la capacidad de estos ecosistemas para satisfacer las necesidades humanas fue el menos citado. De hecho, del total de palabras analizadas tan solo 30 (12 %) hacen referencia a su utilidad para el bienestar humano (figura 3A). La palabra más repetida fue *útil* (n=7), seguida de *camino* (n=3) y *deforestado* (n=2) (figura 4). Además, 12 de las palabras asignadas a este enfoque se refieren al uso de estos cauces como vertederos de residuos (como *vertido*, *basura*, *escombros*) o por su ocupación indebida (por ejemplo, *invadida*) (figura 3B), lo que evidencia el carácter marginal y peyorativo que la gente tiene de los ríos secos (DeLucio & Múgica, 1994; García-Llorente et al., 2012). Estos usos generan impactos negativos en el ecosistema y afectan a otros usos tradicionales más sostenibles como la agricultura o el pastoreo (Seely et al., 2003; Gómez et al., 2005).

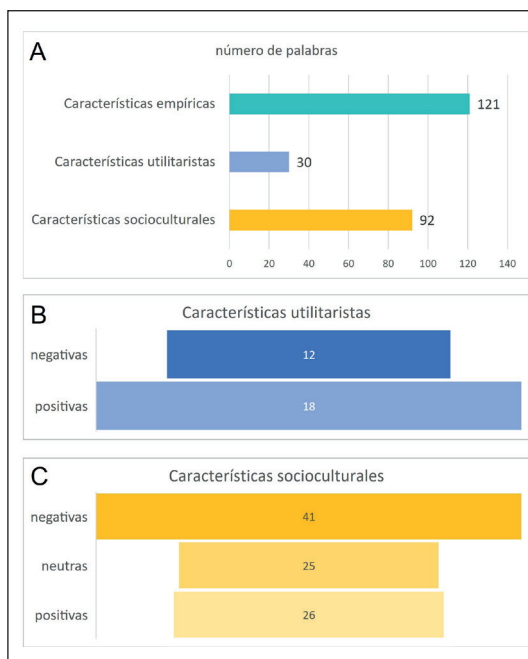


Figura 3. Número de palabras utilizadas por la ciudadanía para referirse a los ríos secos codificadas según las tres categorías descritas (A). Desglose del número de las palabras asignadas a las categorías utilitaristas (B) y socioculturales (C).

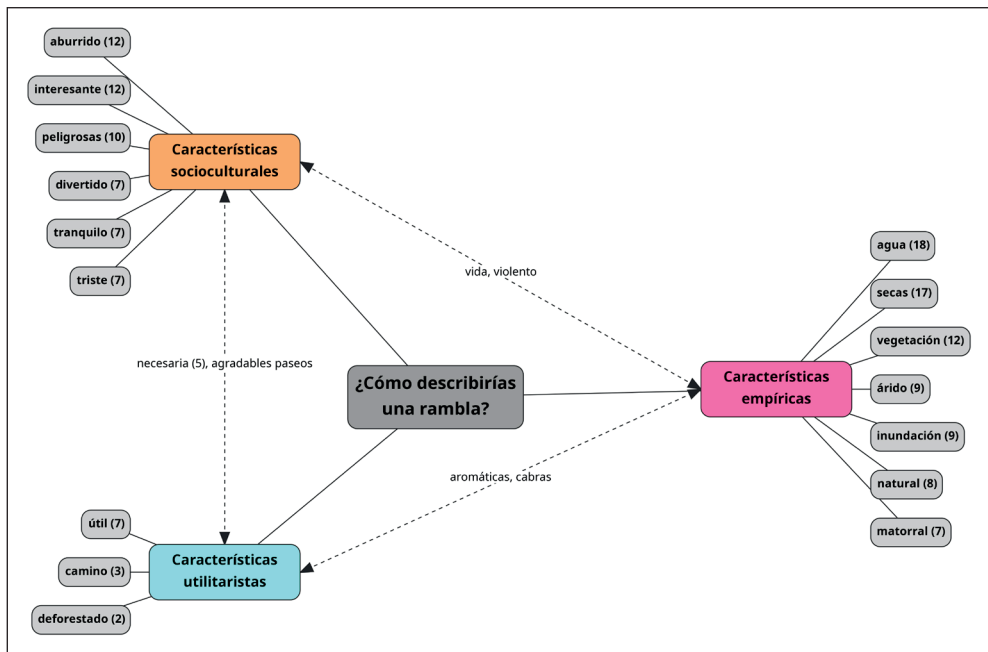


Figura 4. Principales palabras utilizadas por la ciudadanía para describir los ríos secos. Entre paréntesis se indica el número de veces que son usadas. Las dobles flechas indican palabras que pueden ser atribuidas a dos características diferentes.

Por último, hay que destacar el elevado número de palabras ($n=92$; 38 % del total) que pueden atribuirse a características socioculturales relacionadas con las vivencias de la ciudadanía (figura 3A). Las palabras más repetidas indican tanto experiencias positivas (*divertido*, *tranquilo*) como negativas (*aburrida*, *peligrosa*, *triste*), e incluso neutras (*interesante*, *respeto*) (figuras 3C y 4). Sin embargo, el mayor número de palabras ($n=41$) se relacionan con experiencias negativas (*repulsión*, *terror*, *inhóspito*, *destrucción*), muchas de las cuales llevan implícito las consecuencias no deseables que las avenidas de agua tienen sobre la población humana (Di Baldassarre et al., 2010; Machado et al., 2017).

CONCLUSIONES

Los ríos secos son capaces de generar bienestar humano gracias a la diversidad de sus contribuciones materiales, no materiales y de regulación, al igual que ocurre con otros ecosistemas fluviales. Esta capacidad de los ríos secos para contribuir al bienestar humano está mantenida por el conocimiento ecológico de las poblaciones locales, que, a lo largo de la historia, han desarrollado modelos de “colaboración” entre el sistema natural y social. Sin embargo, esta coproducción de beneficios para el bienestar humano que se establece entre ambos sistemas es especialmente sensible a cambios políticos,

económicos, sociales y ambientales, como el cambio climático. Por último, cabe señalar que parece existir un fuerte componente sociocultural o de conocimiento adquirido/aprendido que influye en las distintas formas en las que la ciudadanía percibe los ríos secos. En futuras investigaciones sería relevante estudiar el perfil de las personas que lo perciben de una u otra forma para averiguar si existen componentes de carácter social, demográfico o cultural detrás de estas percepciones. Es necesario profundizar en este aspecto, que puede ser de utilidad en los programas de conservación de estos singulares ecosistemas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por FEDER / Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades de España - Agencia Estatal de Investigación (AEI) / Proyecto CGL2017-84625-C2-2-R. Néstor Nicolás Ruiz disfruta de un contrato predoctoral de la Fundación Séneca (Ref: 20754/FPI/18).

REFERENCIAS

- Ahmad, H., Bhatti, G. R., & Latif, A. (2004). Medicinal flora of the Thar desert: an overview of problems and their feasible solutions. *Zonas Áridas*, 8, 73-83. <http://dx.doi.org/10.21704/za,v8i1.715>
- Ahmed, A., Lawson, E. T., Mensah, A., Gordon, C., & Padgham, J. (2016). Adaptation to climate change or non-climatic stressors in semi-arid regions? Evidence of gender differentiation in three agrarian districts of Ghana. *Environmental Development*, 20, 45-58. <https://doi.org/10.1016/j.ENVDEV.2016.08.002>
- Albaladejo-García, J. A. & Gómez-Espín, J. M. (2016). Espacios salineros de interior: Las salinas de Sangonera la Seca y Librilla en la Región de Murcia. *Papeles de Geografía*, 62, 34-46. <http://dx.doi.org/10.6018/geografia/2016/241721>
- Alberdi, A. (2011). Grandes instalaciones en Astronomía: Astrofísica a lo grande. *Lychmos*, 5, 46-52.
- Alkhaddar, R. M. (2003). Water harvesting in Jordan using earth ponds. *Waterlines*, 22(2), 19-21. <https://doi.org/10.3362/0262-8104.2003.05>
- Almagro, M., López, J., Boix-Fayos, C., Albaladejo, J., & Martínez-Mena, M. (2010). Below-ground carbon allocation patterns in a dry Mediterranean ecosystem: A comparison of two models. *Soil Biology and Biochemistry*, 42, 1549-1557. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2010.05.031>
- Almagro, M., Martínez-López, J., Maestre, F. T., & Rey, A. (2017). The contribution of photodegradation to litter decomposition in semiarid Mediterranean grasslands depends on its interaction with local humidity conditions, litter quality and position. *Ecosystems*, 20(3), 527-542. <https://doi.org/10.1007/s10021-016-0036-5>
- Andersen, G. L. (2007). *Long-term dynamics of wadi trees in a hyper-arid cultural Landscape*. Tesis doctoral. University of Bergen. <https://core.ac.uk/download/pdf/30925316.pdf>.

- Andersen, G. L., Krzywinski, K., Talib, M., Saadallah, A. E., M., Hobbs, J. J., & Pierce, R. H. (2014). Traditional nomadic tending of trees in the Red Sea Hills. *Journal of Arid Environments*, 106, 36-44. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jaridenv.2014.02.009>
- Andreu-Lara, C. & Ojeda-Rivera, J. F. (2019). La conciencia del paisaje. En Albelda, J. L., Sgaramella, C., & Parreño, J. M. (eds.). *Imaginar la transición hacia sociedades sostenibles* (pp. 115-127). Valencia: Universitat Politècnica de Valencia.
- Arce, M. I., Mendoza-Lera, C., Almagro, M., Catalan, N., Romani, A. M., Marti, E., Gómez, R., Bernal, S., Foulquier, A., Mutz, M., Marce, R., Zoppini, A., Gionchetta, G., Weigelhofer, G., del Campo, R., Robinson, C. T., Gilmer, A., Rulik, M., Obrador, B., Shumilova, O., Zlatanović, S., Arnon, S., Baldrian, P., Singer, G., Datry, T., Skoulikidis, N., Tietjen, B., & von Schiller, D. (2019). A conceptual framework for understanding the biogeochemistry of dry riverbeds through the lens of soil science. *Earth-Science Reviews*, 188, 441-453. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.001>
- Arenas, P. (2012). *Etnobotánica en zonas áridas y semiáridas del Cono Sur de Sudamérica*. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas-CONICET. Buenos Aires. <http://www.ibiologia.unam.mx/gela/etnobotanicaconosur.pdf>.
- Balbo, A. L., Gómez-Baggethun, E., Salpeteur, M., Puy, A., Biagetti, S., & Scheffran, J. (2016). Resilience of small-scale societies: a view from drylands. *Ecology and Society*, 21(2). <http://www.ecologyandsociety.org/volXX/issYY/artZZ/>
- Ballén Suárez, J. A., Galarza García, M. A., & Ortiz Mosquera, R. O. (2006). Historia de los sistemas de aprovechamiento de agua de lluvia. VI SEREA - Semanario Iberoamericano sobre Sistemas de Abastecimiento Urbano de Água João Pessoa (Brasil), 5 a 7 de junio de 2006. <http://www.lenhs.ct.ufpb.br/html/downloads/serea/6serea/TRABALHOS/trabalhoH.pdf>.
- Bayly, I. A. E. (1999). Review of how indigenous people managed for water in desert regions of Australia. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 82, 17-25.
- Bieling, C., Plieninger, T., Pirker, H., & Vogl, C.R. (2014). Linkages between landscapes and human well-being: An empirical exploration with short interviews. *Ecological Economics*, 105, 19-30. <https://doi.org/10.1016/j.ecolecon.2014.05.013>
- Briggs, J., Dickinson, G., Murphy, K., Pulford, I., Esmat Belal, A., Moalla, S., Springuel, I., Ghabbour, S. I., & Mekki, A. M. (1993). Sustainable development and resource management in marginal environments: natural resources and their use in the Wadi Allaqi region of Egypt. *Applied Geography*, 13, 259-284. [https://doi.org/10.1016/0143-6228\(93\)90004-K](https://doi.org/10.1016/0143-6228(93)90004-K)
- Bull, L. J. & Kirkby, M. J. (2002). Dryland river characteristics and concept. En Bull, L. J. & Kirkby, M. J. (eds.). *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of the Semi-Arid Channels* (pp. 3-15). Chichester, UK: John Wiley & Sons.
- Buttle, J. M., Boon, S., Peters, D. L., Spence, C., van Meerveld, H. J. (Ilja), & Whitfield, P. H. (2012). An overview of temporary stream hydrology in Canada. *Canadian Water Resources Journal*, 37(4), 279-310. <https://doi.org/10.4296/cwrj2011-903>
- Burmil, S., Daniel, T. C., & Hetherington, J. D. (1999). Human values and perceptions of water in arid landscapes. *Landscape and Urban Planning*, 44, 99-109.

- Burns, R. G., DeForest, J. L., Marxsen, J., Sinsabaugh, R. L., Stromberger, M. E., Wallenstein, M. D., Weintraub, M. N., & Zoppini, A. (2013). Soil enzymes in a changing environment: current knowledge and future directions. *Soil Biology and Biochemistry*, 58, 216-234. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.11.009>
- Chiblow, S. (2020). An indigenous research methodology that employs Anishiaabek elders, language speakers and women's knowledge for sustainable water governance. *Waters*, 12, 3058, <https://doi.org/10.3390/w12113058>
- Crane, J. (2014). *The environment in American history: Nature and the formation of the United States*. Nueva York: Routledge. <https://doi.org/10.4324/9781315817323>
- CONAZA-INE (Comisión Nacional de Zonas Áridas-Instituto Nacional de Ecología). (1994). *Mezquite Prosopis spp. Cultivo alternativo para las zonas áridas y semiáridas de México*. Comisión Nacional de las Zonas Áridas México, D.F 31 p.
- Coughenour, M. (2004). The Ellis paradigm – humans, herbivores and rangeland systems. *African Journal of Range & Forage Science*, 21(3), 191-200. <https://doi.org/10.2989/10220110409485851>
- Datry, T., Larned, S. T., & Tockner, K. (2014). Intermittent rivers: A challenge for freshwater ecology. *Bioscience*, 64, 229-235. <https://doi.org/10.1093/biosci/bit027>
- Datry, T., Bonada, N., & Boulton, A. (eds.) (2017a). *Intermittent rivers and ephemeral streams. Ecology and management*. Londres: Academic Press.
- Datry, T., Boulton, A. J., Bonada, N., Fritz, K., Leigh, C., Sauquet, E., Tockner, K., Huguely, B. & Dahm, C. N. (2017b). Flow intermittence and ecosystem services in rivers of the Anthropocene. *Journal of Applied Ecology*, 55(1), 1-12. <https://doi.org/10.1111/1365-2664.12941>
- Davies, J., Hill, R., Walsh, F. J., Sandford, M., Smyth, D., & Holmes, M. C. (2013). Innovation in management plans for community conserved areas: experiences from Australian indigenous protected areas. *Ecology and Society*, 18(2), 14. <http://dx.doi.org/10.5751/ES-05404-180214>
- DeLucio, J. V. & Múgica, M. (1994). Landscape preferences and behaviour of visitors to Spanish national parks. *Landscape Urban Planning*, 29, 145-160.
- Del Campo, R. & Gómez, R. (2016). Exposure of wood in floodplains affects its chemical quality and its subsequent breakdown in streams. *Science of the Total Environment*, 543, 652-661. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.11.050>
- Di Baldassarre, G., Montanari, A., Lins, H., Koutsoyiannis, D., Brandimarte, L., & Blöschl, G. (2010). Flood fatalities in Africa: from diagnosis to mitigation. *Geophysical Research Letters*, 37(22), L22402. <https://doi.org/10.1029/2010GL045467>
- Díaz, S., Demissew, S., Carabias, J., Joly, C., Lonsdale, M., Ash, N., Larigauderie, A., RamAdhikari, J., ... & Zlatanova, D. (2015). The IPBES Conceptual Framework – connecting nature and people. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 14, 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.cosust.2014.11.002>
- Díaz, S., Pascual, U., Stenseke, M., Martín-López, B., Watson, R., Molnár, Z., Hill, R., Chan, K., Baste, I., Brauman, K., Polasky, S., Church, A., Lonsdale, M., Larigauderie, A., Leadley, P., Oudenhoven, A., Plaats, F., Schröter, M., Lavorel, S., Aumeeruddy-Thomas, Y., Bukvareva, E., Davies, K.,

- Demissew, S., Erpul, G., Failler, P., Guerra, C., Hewitt, C., Keune, H., Lindley, S., & Shirayama, Y. (2018). Assessing nature's contributions to people. *Science*, 359(6373), 270-272. <https://dx.doi.org/10.1126/science.aap8826>.
- EME, Evaluación de los Ecosistemas del Milenio de España (2011). *La Evaluación de los Ecosistemas del Milenio de España. Síntesis de resultados*. Madrid: Fundación Biodiversidad. Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino.
- Farage, P., Pretty, J., & Ball, A. (2003). *Biophysical aspects of carbon sequestration in drylands*. University of Essex Feb 03. http://www.fao.org/fileadmin/templates/nr/images/resources/pdf_documents/cse-qbiophysicalaspectsdrylands.pdf
- Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) (2001). *Pastoralism in the new millennium*. Roma: FAO.
- Fritz, K. M., Johnson, B. R., & Walters, D. M. (2006). *Field operations manual for assessing the hydrologic permanence and ecological condition of headwater streams*, EPA/600/R-06/126. Washington, DC: U.S. Environmental Protection Agency, Office of Research and Development.
- Gamero, F., Recio, J. M., García-Ferrer, A., & Borja, C. (2017). Localización y caracterización de captaciones y antiguos Qanats de abastecimiento a la ciudad de Córdoba desde Sierra Morena. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 74, 417-435. DOI: 10.21138/bage.2460.
- García, C., Laronne, J. B., & Sala, M. (1999). Variable source areas of bedload flux in a gravel-bed stream. *Journal of Sediment Research*, 69, 27-31.
- García-Llorente M., Martín-López, B., Iniesta-Arandia, I., López-Santiago, C. A., Aguilera, P. A., & Montes, C. (2012). The role of multi-functionality in social preferences toward semi-arid rural landscapes: An ecosystem service approach. *Environmental Science & Policy*, 19-20, 136-146. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2012.01.006>
- Gómez, R., Hurtado, I., Suárez, M. L., & Vidal-Abarca, M. R. (2005). Ramblas in south-east Spain: Threatened and valuable ecosystems. *Aquatic Conservation*, 15, 387-402. <https://doi.org/10.1002/aqc.680>
- Gordon, N. D., McMahon, T. A., Finlayson, B. L., Gippel, C. J., & Nathan, R. J. (2004). *Stream Hydrology: An Introduction for Ecologists*. Chichester, UK: Wiley.
- Gozalo de Andrés, C. (2003). Meteorología popular. Las Rogativas. RAM, *Revista del Aficionado a la Meteorología*, 15. <https://www.divulgameteo.es/fotos/meteoroteca/Rogativas-Carmen-Gozalo.pdf>.
- Hans, R. K., Farooq, M., Babu, G. S., Srivastava, S. P., Joshi, P. C., & Viswanathan, P. N. (1999). Agricultural produce in the dry bed of the River Ganga in Kanpur, India – a new source of pesticide contamination in human diets. *Food and Chemical Toxicology*, 37, 847-852. [https://doi.org/10.1016/s0278-6915\(99\)00066-6](https://doi.org/10.1016/s0278-6915(99)00066-6)
- Haines-Young, R. & Potschin, M. (2013). *Common international classification of ecosystem services (CICES). Consultation on Version 4, August-December 2012*. Copenhagen: European Environment Agency. https://cices.eu/content/uploads/sites/8/2012/07/CICES-V43_Revised-Final_Report_29012013.pdf
- Hassan, M. A. & Egozi, R. (2001). Impact of wastewater discharge on the channel morphology of ephemeral streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1285-1302. <https://doi.org/10.1002/esp.273>

- Hernández-Hernández, M. & Morales Gil, A. (2013). Los aprovechamientos tradicionales de las aguas de turbias en los piedemontes del sureste de la Península Ibérica: Estado actual en tierras alicantinas. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 63, 105-123
- Hillel, D. J. (1991). *Out of the earth: civilization and the life of the soil*. Nueva York: The Free Press.
- Hinchman, G. (2013). Riparian vegetation and sandbar morphology along the lower Little Colorado River, Arizona. *Physical Geography*, 17(6), 534-553. <https://doi.org/10.1080/02723646.1996.10642600>
- Ito, A. (2005). Distribution of the Nara plant that affect the life of the Topnaar people in the lower Kuiseb River, Namib Desert. *African Study Monographs Supplementary issue*, 30, 65-75.
- Jacobson, P. J., Jacobson, K. M., & Seely, M. K. (1995). *Ephemeral Rivers and Their Catchments: Sustaining People and Development in Western Namibia*. Windhoek, Namibia: Desert Research Foundation of Namibia.
- Kadykalo, A. N., López-Rodríguez, M. D., Ainscough, J., Droste, N., Ryu, H., Ávila-Flores, G., Le Clec'h, S., Muñoz, M. C., Nilsson, L., Rana, S., Sarkar, P., Sevecke, K. J., & Harmáčková, Z. V. (2019). Disentangling “ecosystem services” and “nature’s contributions to people”. *Ecosystems and People*, 15(1), 269-287. <https://doi.org/10.1080/26395916.2019.1669713>
- Kelemen, E., García-Llorente, M., Pataki, G. Martín-López, B., & Gómez-Baggethun, E. (2016). Non-monetary techniques for the valuation of ecosystem services. En Potschin, M. & Jax, K. (eds.). *OpenNESS Reference Book EC FP7*. Grant Agreement N.º 308428. <http://www.openness-project.eu/library/reference-book/sp-non-monetary-valuation>
- Kihonge, E. W. (2017). *Assessing contribution of sacred natural sites to climate changes effects on dryland ecosystem case study: The Gabbra community, Marsabit County*. Grado de Master en Ciencias. University of Nairobi.
- Koundouri, P., Boulton, A. J., Datry, T., & Souliotis, I. (2017). Ecosystem services, values, and societal perceptions of intermittent rivers and ephemeral streams. En Datry, T., Bonada, N., & Boulton, A. (eds.). *Intermittent Rivers and Ephemeral Streams, Ecology and Management* (pp. 455-476). Londres: Academic Press.
- Krätili, S., Huelsebusch, C., Brooks, S., & Kaufmann, B. (2013). Pastoralism: A critical asset for food security under global climate change. *Animal Frontiers*, 3(1), 42-50. doi:10.2527/af.2013-0007
- Larkin, Z. T., Ralph, T. J., Tooth, S., Fryirs, K. A., & Carthey, A. J. R. (2020). Identifying threshold responses of Australian dryland rivers to future hydroclimatic change. *Scientific Reports*, 10, 6653. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-63622-3>
- Larned, S. T., Datry, T., Arscott, D. B., & Tockner, K. (2010). Emerging concepts in temporary-river ecology. *Freshwater Biology*, 55, 717-738.
- Levick, L. R., Goodrich, D. C., Hernandez, M., Fonseca, J., Semmens, D. J., Stromberg, J. C., Leidy, R. A., Scianni, M., Guertin, P. & Kepner, W. G. (2008). *The ecological and hydrological significance of ephemeral and intermittent streams in the arid and semi-arid American Southwest*. Washington, DC: US Environmental Protection Agency, Office of Research and Development.

- Linares, E., Galeano, G., García, N., & Figueroa, Y. (2008). *Fibras vegetales utilizadas en artesanías en Colombia*. Artesanías de Colombia S. A., Instituto de Ciencias Naturales. Facultad de Ciencias - Universidad Nacional de Colombia. Sede Bogotá.
- Linders, T. E. W., Bekele, K., Schaffner, U., Allan, E., Alamirew, T., Choge, S. K., Eckert, S., Haji, J., Muturi, G., Mbaabu, P. R., Shiferaw, H., & Eschen, R. (2020). The impact of invasive species on social-ecological systems: Relating supply and use of selected provisioning ecosystem services. *Ecosystem Services*, 41, 101055. <https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2019.101055>
- Little, M. A., Dyson-Hudson, N., Dyson-Hudson, R., Ellis, J. E., Galvin, K. A., Leslie, P. W., & Swift, D. M. (1990). Ecosystem approaches in human biology: Their history and a case of the south Turkana Ecosystem Project. En Moran, E.F. (ed.). *The Ecosystem Approach in Anthropology: From Concept to Practice* (pp. 389-434). Ann Arbor: The University of Michigan Press.
- López Bermúdez, F. (2014). El riego por boquera en agricultura de secano, técnica hidráulica tradicional de lucha contra la desertificación en el sureste ibérico semiárido. En *Geoecología, cambio ambiental y paisaje. Homenaje al profesor José María García Ruiz* (pp. 405-414). Madrid: CSIC (Consejo Superior de Investigaciones Científicas).
- López Galán, J. S. & Muñoz, J. A. (coord.) (2008). *Arquitectura tradicional. Guías de Almería. Territorio, Cultura y Arte*. Instituto de Estudios Almerienses.
- López-Rodríguez, M. D., Salinas-Bonillo, M. J., Torres, M. T., Pacheco-Romero, M., Guirado, E., Castro, H., & Cabello, J. (2020). Impulsando estrategias colectivas ciencia-gestión-sociedad para conservar el hábitat de *Ziziphus lotus* (Hábitat Prioritario 5220). *Ecosistemas*, 29(1), 1890. <https://doi.org/10.7818/ECOS.1890>
- MA, Millennium Ecosystem Assessment (2005). *Ecosystems and Human Well-being: Synthesis*. Washington, DC: Island Press.
- Mabbutt J. A. (1977). *Desert Landforms*. Cambridge, Mass.: MIT Press.
- Machado, M. J., Medialdea, A., Calle, M., Rico, M. T., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A., & Benito. (2017). Historical palaeohydrology and landscape resilience of a Mediterranean rambla (Castellon, NE Spain). *Floods and people. Quaternary Science Reviews*, 171, 182-198. ISSN 0277-3791. <http://hdl.handle.net/10261/190223>
- Madyise, T. (2013). *Case studies of environmental impacts of sand mining and gravel extraction for urban development in Gaborone*. Degree Master of Science. University of South Africa. <https://core.ac.uk/download/pdf/43174281.pdf>
- Martínez, M. L. (2004). Jurisdicción concejil y trashumancia en la baja Edad Media murciana. *Murgetana*, 110, 43-70.
- Martínez-Mena, M., López, J., Almagro, M., Boix-Fayos, C., & Albaladejo, J. (2008). Effect of water erosion and cultivation on the soil carbon stock in a semi-arid area of Southeast Spain. *Soil & Tillage Research*, 99, 119-129. <https://doi.org/10.1016/j.still.2008.01.009>
- Martínez-Yoshino, N., Suárez, M. L., & Vidal-Abarca, M. R. (2021). Delimitando los rasgos biológicos de la vegetación de los ríos secos: el caso de las ramblas de la cuenca del Segura (SE de España). *Anales de Biología*, 43, 11-25. <http://dx.doi.org/10.6018/analesbio.43.02>

- Mausser, W., Klepper, G., Rice, M., Schmalzbauer, B. S., Hackmann, H., Leemans, R., & Moore, H. (2013). Transdisciplinary global change research: the co-creation of knowledge for sustainability. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 5, 420-431. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cosust.2013.07.001>
- Mengist, W., Soromessa, T., & Legese, G. (2020). Ecosystem services research in mountainous regions: A systematic literature review on current knowledge and research gaps. *Science of the Total Environment*, 702, 134581. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134581>
- Merçon, J., Vetter, S., Tengö, M., Cocks, M., Balvanera, P., Rosell, J. A., & Ayala-Orozco, B. (2019). From local landscapes to international policy: contributions of the biocultural paradigm to global sustainability. *Global Sustainability*, 2, e7, 1-11. <https://doi.org/10.1017/sus.2019.4>
- Milton, S. J. & Dean, W. R. J. (2010). Plant invasions in arid areas: special problems and solutions: a South African perspective. *Biological Invasions*, 12, 3935-3948. <https://doi.org/10.1007/s10530-010-9820-x>
- Mirzabaev, A., Wu, J., Evans, J., García-Oliva, F., Hussein, I. A. G., Iqbal, M. H., Kimutai, J., Knowles, T., Meza, F., Nedjraoui, D., Tena, F., Türkeş, M., Vázquez, R. J., & Weltz, M. (2019). Desertification. En Shukla, P. R., Skea, J., Calvo Buendia, E., Masson-Delmotte, V., Pörtner, H.-O., Roberts, D. C., Zhai, P., Slade, R., Connors, S., van Diemen, R., Ferrat, M., Haughey, E., Luz, S., Neogi, S., Pathak, M., Petzold, J., Portugal Pereira, J., Vyas, P., Huntley, E., Kissick, K., Belkacemi, M., & Malley, J. (eds.). *Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems*.
- Mude, A., Ouma, R., Van de Steeg, J., Kaiuki, J., Opiyo, D., & Tipilda, A. (2007). *Kenya adaptation to climate change in the arid lands: Anticipating, adapting to and coping with climate risks in Kenya - Operational recommendations for KACCAL*. ILRI Research Report 18. Nairobi, Kenya: International Livestock Research Institute. <https://hdl.handle.net/10568/2186>
- Muiño, W. P. (2012). Estudio etnobotánico de plantas usadas en la alimentación de los campesinos del noroeste de la Pampa Argentina. *Chungara, Revista de Antropología Chilena*, 44(3), 389-400. <http://dx.doi.org/10.4067/S0717-73562012000300003>
- Nasiri, F. & Mafakheri, M. S. (2015). Qanat water supply systems: a revisit of sustainability perspectives. *Environmental Systems Research*, 4, 13. <https://doi.org/10.1186/s40068-015-0039-9>
- Navarro Sánchez, Á. C. (2010). Una joya del derecho consuetudinario y de la hidráulica tradicional de la cuenca del Segura. *Cangilón*, 33, 340-382.
- Neruda, P. (1976). *Canto General*. Biblioteca Ayacucho.
- Oteros-Rozas, E., González, J. A., Martín-López, B., López, C. A. & Montes, C. (2012). Ecosystem services and social-ecological resilience in transhumance cultural landscapes: learning from the past, looking for a future. En Plieninger, T. & Bieling, C. (eds.). *Resilience and the cultural landscape: understanding and managing change in human-shaped environments* (pp. 242-260). Cambridge, UK: Cambridge University Press. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9781139107778.018>
- Oteros-Rozas, E., Martín-López, B., López, C. A., Palomo, I., & González, J. A. (2013). Envisioning the future of transhumant pastoralism through participatory scenario planning: a case study in Spain. *The Rangeland Journal*, 35(3), 251-272. <https://doi.org/10.1071/RJ12092>

- Oteros-Rozas, E., Martín-López, B., González, J. A., Plieninger, T., López, C. A., & Montes, C. (2014). Socio-cultural valuation of ecosystem services in a transhumance social-ecological network. *Regional Environmental Change*, 14, 1269-1289. <http://dx.doi.org/10.1007/s10113-013-0571-y>
- Palomo, I., Felipe-Lucia, M. R., Bennett, E. M., Martín-López, B., & Pascual, U. (2016). Disentangling the pathways and effects of ecosystem service co-production. *Advances in ecological research*. En Woodward, G. & Bohan, D. (eds.). *Ecosystem services: from biodiversity to society, Part 2. Advances in ecological research* (pp. 245-283). Amsterdam: Elsevier.
- Parra, M. A., Enríquez, E., Ramírez, F., & Martínez, M. (2013). Caracterización del Palo de Fierro (*Olneya tesota*) en Sonora, México. En Martínez, M. (ed.). *Ecología y usos de especies forestales de interés comercial de las zonas áridas de México* (pp. 193-217). Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias. Centro de Investigación Regional Norte-Centro. Sitio Experimental La Campana-Aldama. Aldama, Chih., México. http://biblioteca.inifap.gob.mx:8080/jspui/bitstream/handle/123456789/4067/CIRNOC_010106126600053621.pdf?sequence=1. (Consultado el 2-2-2021)
- Pricope, N. G., Husak, G., Lopez-Carr, D., Funk, C., & Michaelsen, J. (2013). The climate-population nexus in the East African Horn: emerging degradation trends in rangeland and pastoral livelihood zones. *Global Environmental Change*, 23, 1525-1541. <https://doi.org/10.1016/J.GLOENVCHA.2013.10.002>
- Pulford, I. D., Murphy, K. J., Dickinson, G., Briggs, J. A., & Springuel, I. (1992). Ecological resources for conservation and development in Wadi Allaqi, Egypt. *Botanical Journal of the Linnean Society*, 108, 131-141.
- Pungetti, G., Oviedo, G., & Hooke, D. (eds.) (2012). *Sacred Species and Sites. Advances in Biocultural Conservation*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139030717>
- Raymond, P., Hartmann, J., Lauerwald, R., Sobek, S., McDonald, C., Hoover, M., Butman, D., Striegl, R., Mayorga, E., Humborg, C., Kortelainen, P., Dürr, H., Meybeck, M., Ciais, P., & Guth, P. (2013). Global carbon dioxide emissions from inland waters. *Nature*, 503, 355-359. <https://doi.org/10.1038/nature12760>
- Región de Murcia Digital. Manuel Avellaneda. https://www.regmurcia.com/servlet/servlet?sit=c,371,m,1447&r=ReP-1530-DETALLE_REPORTAJES (consultado el 28-1-2021).
- Reiserer, R. S., Schuett, G. W., & Greene, H. W. (2018). Seed ingestion and germination in rattlesnakes: overlooked agents of rescue and secondary dispersal. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 285, 2017-2755. <http://dx.doi.org/10.1098/rspb.2017.2755>
- Ríos Saucedo, J. C., Martínez Salvador, M., & Mojica Guerrero, A. S. (2013). Caracterización ecológica y socioeconómica del mezquite (spp.). En Martínez, M. (ed.). *Ecología y usos de especies forestales de interés comercial de las zonas áridas de México. Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias* (pp. 42-68). Centro de Investigación Regional Norte-Centro. Sitio Experimental La Campana-Aldama. Aldama, Chihuahua, México. http://biblioteca.inifap.gob.mx:8080/jspui/bitstream/handle/123456789/4067/CIRNOC_010106126600053621.pdf?sequence=1

- Rodríguez Vaquero, J. E. (2007). Clasificación e ilustración de los paisajes hidráulicos de la cuenca del río Andaraz y los campos de Níjar (Almería). *Nimbus*, 19-20, 215-232
- Roman, H. (2016). *Bromatología de la vaina de mezquite (Prosopis spp.) como alternativa para consumo sustentable en la Comarca Lagunera*. Universidad Autónoma Agraria Antonio Narro. <http://repositorio.uaaan.mx:8080/xmlui/handle/123456789/7981>.
- Root-Bernstein, M., Guerrero-Gatica, M., Piña, L., Bonacic, C., Svenning, J.-C., & Jaksic, F. M. (2016). Rewilding-inspired transhumance for the restoration of semiarid silvopastoral systems in Chile. *Regional Environmental Change*, 17, 1381-1396. <https://doi.org/10.1007/s10113-016-0981-8>
- Safriel, U. & Adeel, Z. (2005). Dryland systems, ecosystems and human well-Being: current state and trends. En *Millenium Ecosystem Assessment. Current State & Trends Assessment* (pp. 625-662). <http://www.millenniumassessment.org/documents/document.291.aspx.pdf>
- Salinas, M. J. & Guirado, J. (2002). Riparian plant restoration in summer-dry riverbeds of Southeastern Spain. *Restoration Ecology*, 10, 695-702. <https://doi.org/10.1046/j.1526-100X.2002.01050.x>
- Samakov, A. (2017). Spiritual commons: sacred sites as core of community-conserved areas in Kyrgyzstan. *International Journal of the Commons*, 11(1), 422-444. <https://doi.org/10.18352/ijc.713>
- Sánchez, M. A., Sánchez-Zapata, J. A. & Díez de Revenga, E. (2004). El conejo (*Oryctolagus cuniculus*) en la Región de Murcia. En ANSE (ed.). *Actas del II Congreso de la Naturaleza de la Región de Murcia* (pp. 169-179). Murcia: ANSE. <http://www.naturalistas.es/masanchez/docs/EI%20Conejo%20en%20la%20R%20de%20Murcia.pdf>
- Sánchez Conesa, J. (2018). El Cañar, fiesta e identidad. <https://www.laverdad.es/murcia/cartagena/canar-fiesta-identidad-20180105003246-ntvo.html?ref=https:%2F%2Fwww.google.com%2F>
- Sánchez-Montoya, M. M., von Schiller, D., Ruhí, S. P. G., Proia, L., Miñano, J., Vidal-Abarca, M. R., Suárez, M. L., & Tockner, K. (2016). Responses of ground-dwelling arthropods to surface flow drying in channels and adjacent habitats along Mediterranean streams. *Ecohydrology*, 9, 1376-1387. <https://doi.org/10.1002/eco.1733>
- Sandercock, P., Hooke, J. M., & Mant, J. M. (2007). Vegetation in dryland channels and its interaction with fluvial processes. *Progress in Physical Geography*, 31(2), 107-129. <https://doi.org/10.1177/0309133307076106>
- Sangha, K. K., Preece, L., Villarreal-Rosas, J., Kegamba, J. J., Paudyal, K., Warmenhoven, T., & RamaKrishnan, P. S. (2018). An ecosystem services framework to evaluate indigenous and local peoples' connections with nature. *Ecosystem Services*, 31, 111-125. <https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2018.03.017>
- Schneider, A., Jost, A., Coulon, C., Silvestre, M., Thery, S., & Ducharme, A. C. G. (2017). Global-scale river network extraction based on high-resolution topography and constrained by lithology, climate, slope, and observed drainage density. *Geophysical Research Letters*, 44(6), 2773-2781. <https://doi.org/10.1002/2016GL071844>
- Scholz, O., Gawne, B., Ebner, B., & Ellis, I. (2002). The effects of drying and re-flooding on nutrient availability in ephemeral deflation basin lakes in Western New South Wales, Australia. *River Research and Applications*, 18, 185-196. <https://doi.org/10.1002/rra.665>

- Seely, M., Henderson, J., Heyns, P., Jacobson, P., Nakale, T., Nantanga, K., & Schachtschneider, K. (2003). Ephemeral and endoreic river systems: relevance and management challenges. En Turton, A., Ashton, P., & Cloete, E. (eds.). *Transboundary rivers, sovereignty and development: hydropolitical drivers in the Okavango River Basin* (pp. 187-212). Pretoria, South Africa: African Water Issues Research Unit.
- Selemani, I. S. (2020). Indigenous knowledge and rangelands' biodiversity conservation in Tanzania: success and failure. *Biodiversity and Conservation*, 29, 3863-3876. <https://doi.org/10.1007/s10531-020-02060-z>
- Shackleton, S. E. & Shackleton, R. T. (2018). Local knowledge regarding ecosystem services and dis-services from invasive alien plants in the arid Kalahari, South Africa. *Journal of Arid Environments*, 159, 22-33. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jaridenv.2017.07.001>
- Skoulikidis, N. T., Sabater, S., Detry, T., Morais, M. M., Bu_agni, A., Dörflinger, G., Zogaris, S., Sánchez-Montoya, M. M., Bonada, N., Kalogianni, E., Rosado, J., Vardakas, L., De Girolamo, A. M., & Tockner, K. (2017). Non-perennial Mediterranean rivers in Europe: status, pressures, and challenges for research and management. *Science of the Total Environment*, 577, 1-18. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.10.147>
- Squeo, F. A., Aravena, R., Aguirre, E., Pollastri, A., Jorquera, C. B., & Ehleringer, J. R. (2006). Groundwater dynamics in a coastal aquifer in north-central Chile: Implications for groundwater recharge in an arid ecosystem. *Journal of Arid Environments*, 67, 240-254. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2006.02.01>
- Stanley, E. H., Fisher, S. G., & Grimm, N. B. (1997). Ecosystem expansion and contraction in streams. *Bioscience*, 47(7), 427-435.
- Steward, A. L., von Schiller, D., Tockner, K., Marshall, J. C., & Bunn, S. E. (2012). When the river runs dry: human and ecological values of dry riverbeds. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 10, 202-209. <https://doi.org/10.1890/110136>
- Stubington, R., Acreman, M., Acuña, V., Boon, P. J., Boulton, A. J., England, J., Gilvear, D., Sykes, T., & Wood, P. J. (2020). Ecosystem services of temporary streams differ between wet and dry phases in regions with contrasting climates and economies. *People and Nature*, 2, 660-677. <https://doi.org/10.1002/pan3.10113>
- Sutfin, N. A., Shaw, J., Wohl, E. E., & Cooper, D. (2014). A geomorphic classification of ephemeral channels in a mountainous, arid region, southwestern Arizona, USA. *Geomorphology*, 221, 164-175. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.06.005>
- Tahmasebi, A. (2009). Indigenous knowledge for water management in Iran's dry land – Siraf. *International Journal of Environmental Studies*, 66(3), 317-325. <http://dx.doi.org/10.1080/00207230902722481>
- Tebboth, M. G. L., Few, R., Assen, M., & Degefu, M. A. (2020). Valuing local perspectives on invasive species management: moving beyond the ecosystem service-disservice dichotomy. *Ecosystem services*, 42, 101068. <https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2020.101068>
- TEEB (2010). *The Economics of Ecosystems and Biodiversity Ecological and Economic Foundations*. Londres/Washington: Earthscan.

- Teff-Seker, Y. & Orenstein, D. E. (2019). The “desert experience”: Evaluating the cultural ecosystem services of drylands through walking and focusing. *People and Nature*, 1, 234-248. <https://doi.org/10.1002/pan3.28>
- Thompson, S. E., Assouline, S., Chen, L., Trakhtenbrot, A., Svoray, T., & Katul, G. G. (2014). Secondary dispersal driven by overland flow in drylands: review and mechanistic model development. *Movement Ecology*, 2, 7. <http://www.movementecologyjournal.com/content/2/1/7>
- Torres, C. R. (2019). La captación del agua de lluvia como solución en el pasado y el presente. *Ingeniería Hidráulica y Ambiental*, XL(2), 125-139.
- Valenzuela Núñez, L. M., Trucíos Caciano, R., Ríos Saucedo, J. C., Márquez Hernández, C., & Rosales Serna, R. (2011). Dasometría de áreas mezquiteras en el norte-centro de México. En Ríos Saucedo, J. C., Trucíos Caciano, R., Valenzuela Núñez, L. M., Sosa Pérez, G., & Rosales Serna, R. (eds.). *Importancia de las poblaciones de mezquite en el norte-centro de México* (pp. 135-172). INIFAP. CENID-RASPA.
- Vidal-Abarca, M. R., Esteve, M. A., & Suárez, M. L. (2003). *Humedales y ramblas de la Región de Murcia*. Comunidad Autónoma de Murcia y Fundación Universidad Empresa. http://www.murcianatural.carm.es/c/document_library/get_file?uuid=c0b4d1e8-ba98-4121-9d07-f5c3ccc9b9d3&groupId=14
- Vidal-Abarca, M. R., Gómez, R., Sánchez-Montoya, M. M., Arce, M. I., Nicolás, N., & Suárez, M. L. (2020). Defining Dry Rivers as the Most Extreme Type of Non-Perennial Fluvial Ecosystems. *Sustainability*, 12, 7202. <https://doi.org/10.3390/su1217720>
- Whitford, W. G. (2002). *Ecology of desert systems*. San Diego: Academic Press.
- Williams, D., Pettorelli, N., Henschel, J., Cowlshaw, G., & Douglas, C. M. S. (2013). Impact of alien trees on mammal distributions along an ephemeral river in the Namib Desert. *African Journal of Ecology*, 52. <https://doi.org/10.1111/aje.12134>
- Zhang, L. & Jiang, Z. (2016). Unveiling the status of alien animals in the arid zone of Asia. *PeerJ*, 4, e1545. <https://doi.org/10.7717/peerj.1545>

Cómo citar este artículo:

Vidal-Abarca Gutiérrez, M.ª R., Nicolás Ruiz, N., & Suárez Alonso, M.ª L. (2021). Explorando los beneficios de los ríos secos para el bienestar humano: Una perspectiva social. *Cuadernos de Geografía*, 107, 21-48. <https://doi.org/10.7203/CGUV.107.20783>



Este obra está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-SinObraDerivada 4.0 Internacional.

MARÍA PILAR RABANAQUE^a
VANESA MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ^b
GERARDO BENITO^c

CARACTERIZACIÓN DIACRÓNICA DE FORMAS Y CAMBIOS FLUVIALES MEDIANTE ANÁLISIS AUTOMATIZADO DE ORTOFOTOGRAFÍAS Y TÉCNICAS DE MACHINE LEARNING

RESUMEN

El análisis de la evolución temporal de formas y procesos fluviales mediante fotografía aérea requiere un conocimiento geomorfológico profundo y presenta un alto grado de interpretación subjetiva y un elevado coste de tiempo, lo que dificulta su implementación a grandes áreas de estudio. En la práctica, ha supuesto que la cartografía geomorfológica no haya sido considerada suficientemente en la caracterización “hidromorfológica” requerida en la implementación de la Directiva Marco del Agua, lo que provoca que los indicadores de estado ambiental aplicados sean principalmente biológicos y ecológicos. La elevada disponibilidad de imágenes remotas con una resolución temporal cada vez más corta supone una oportunidad para impulsar nuevos avances y aplicaciones de la geomorfología fluvial en el análisis medioambiental y el uso de los indicadores morfosedimentarios en la evaluación medioambiental para las escalas de tiempo y espacio requeridos por la normativa europea. Estos indicadores físicos resultan particularmente esenciales para el desarrollo de la directiva en los ríos efímeros mediterráneos. En este trabajo se ensayan nuevos métodos de análisis de ortofotografías para la identificación y cartografía de unidades fluviales y su análisis espacio-temporal. Estas ortofotografías de alta resolución (0,25 m píxel)

a Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN) - CSIC. C/ Serrano, 115 bis. 28006 Madrid. m.rabanaque@mncn.csic.es. <https://orcid.org/0000-0002-6551-9351>.

b Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN) - CSIC. C/ Serrano, 115 bis. 28006 Madrid. vanesa.mfernandez@gmail.com. <https://orcid.org/0000-0003-0922-4134>.

c Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN) - CSIC. C/ Serrano, 115 bis. 28006 Madrid. benito@mncn.csic.es. <https://orcid.org/0000-0003-0724-1790>.

Fecha de recepción: 24-06-2021. Fecha de aceptación: 24-09-2021.

presentan, además de las bandas RGB, otra infrarroja. La clasificación de las formas fluviales se hizo mediante *Support Vector Machine* y, posteriormente, se realizaron varios análisis de transición entre los años de estudio. El trabajo se ha centrado en tres tramos de un río efímero de gravas (rambla de Cervera) en el periodo 2017-2020. Los resultados permiten caracterizar los cambios anuales en las formas indicadoras de actividad geomorfológica y el grado de recuperación morfosedimentaria en respuesta a la dinámica del flujo. Se pone de manifiesto la diferente respuesta de los tramos de estudio, condicionados por la geometría del corredor fluvial, aunque los impactos humanos también podrían estar jugando un papel importante que requiere un mayor estudio.

PALABRAS CLAVE: cambio ambiental; geomorfología fluvial; *machine learning*; ríos efímeros; tele-detección.

DIACHRONIC CHARACTERISATION OF FLUVIAL LANDFORMS AND CHANGES USING AUTOMATED ORTHOPHOTO ANALYSIS AND MACHINE LEARNING TECHNIQUES

ABSTRACT

The analysis of the temporal evolution of fluvial forms and processes using aerial photography has a high degree of subjective interpretation and a high time cost, making it difficult to implement in large study areas. In practice, this has meant that geomorphological cartography has not been sufficiently considered in the “hydromorphological” characterisation required in the implementation of the Water Framework Directive, which means that the environmental status indicators applied are mainly biological and ecological. The high availability of remote imagery with increasingly shorter temporal resolution provides an opportunity for further developments and applications of fluvial geomorphology in environmental analysis and for the use of morpho-sedimentary indicators in environmental assessment at the time and space scales required by European regulations. These physical indicators are particularly essential for the development of the Directive in Mediterranean ephemeral streams. In this work, new methods of analysis of orthophotographs for the identification and mapping of river units and their spatio-temporal analysis are tested. These high-resolution orthophotographs (0,25 m pixel) present, in addition to the RGB bands, an infrared band. The classification of the fluvial forms was done by Support Vector Machine and, subsequently, several transition analyses were carried out between the study years. The study focused on three stretches of an ephemeral gravel river (rambla de Cervera) in the period 2017-2020. The results allow us to characterise the annual changes in the indicator forms of morphogenetic activity and the degree of morpho-sedimentary recovery in response to flow dynamics. The different response of the sections studied is revealed, conditioned by the geometry of the river corridor and the history of human impacts (e.g. gravel extraction).

KEYWORDS: global change; geomorphology; machine learning; ephemeral streams; remote sensing.

INTRODUCCIÓN

Los ríos efímeros mediterráneos, al igual que otros muchos sistemas fluviales, han experimentado desde mediados del siglo xx importantes cambios ambientales, que les han causado, en ocasiones, modificaciones irreversibles (Conesa-García, 2005; Gómez et al., 2005). Los generadores de estos cambios pueden tener un origen natural, por ejemplo, el efecto geomórfico de las avenidas (Camarasa & Segura, 2001; López-Bermúdez et al., 2002; Calle et al., 2018) o, más comúnmente, un origen humano, como los impactos derivados de la construcción de presas, la extracción de gravas o las canalizaciones (Lobera et al., 2015; Calle et al., 2017). Los cambios naturales ejercen un papel de regeneración del sistema fluvial, favoreciendo la dinámica morfosedimentaria y la transferencia del sedimento, lo que resulta crucial en el restablecimiento de las fases de sucesión de la vegetación pionera adaptada a este tipo de perturbaciones (Sabater et al., 2017). Sin embargo, los cambios antrópicos favorecen la paralización y la degradación del sistema fluvial, por lo que reactivar su dinamismo suele ser más costoso e incluso imposible si la degradación es extrema (Sanchis-Ibor et al., 2017; Sanchis-Ibor et al., 2019). La construcción de una presa, por ejemplo, constituye una barrera a la conectividad sedimentaria, cuyas consecuencias aguas abajo son la falta de sedimento en el lecho y la incisión del cauce (Puigdefábregas & García-Ruiz, 1985; Conesa-García et al., 2007; Conesa-García & Lenzi, 2013; Sanchis-Ibor et al., 2019). La extracción de gravas, generalizada en los ríos efímeros mediterráneos durante décadas pasadas, genera igualmente el agotamiento del sedimento y la incisión del lecho del cauce, por lo que llega a aflorar el sustrato rocoso (Segura-Beltrán & Sanchis-Ibor, 2013).

En la mayor parte de los estudios que cuantifican estos cambios temporales en la morfología fluvial y su relación causa-efecto se ha utilizado tradicionalmente la elaboración de cartografías geomorfológicas diacrónicas realizadas a partir de fotografías aéreas (Segura-Beltrán & Sanchis-Ibor, 2018). Sin duda, el desarrollo de herramientas digitales como los sistemas de información geográfica (SIG) y los modelos digitales del terreno obtenidos con datos LiDAR han permitido la cuantificación espacial y temporalmente de los cambios morfodinámicos, en relación con los impactos humanos y la hidrología (Calle et al., 2017; Conesa-García et al., 2020). La elaboración de estas cartografías diacrónicas de formas y cubierta vegetal requiere un elevado coste de tiempo, que es un factor limitante tanto para su frecuencia temporal como en su extensión espacial. Este hecho, unido a la necesidad de un conocimiento geomorfológico profundo, ha podido ser la causa de que la geomorfología haya sido minusvalorada en la caracterización “hidromorfológica” requerida en la Directiva Marco del Agua (European Commission, 2000; 2003) (ver Horacio et al., 2018). Además, si tenemos en cuenta que muchos de los cambios fluviales responden a eventos hidrológicos o a actuaciones humanas concretas (extracción de gravas, construcción de infraestructuras), resulta deseable abordar estudios morfodinámicos con una periodicidad anual o bianual.

Estas tareas de monitorización se pueden realizar de forma cada vez más eficiente mediante el uso de nuevos recursos de información geoespacial, tales como (1) imágenes de satélite (Sentinel-2, Landsat 8), (2) nubes topográficas de alta resolución de LiDAR (Airborne Light Detection and Ranging) –con hasta dos vuelos completos en la Península Ibérica en la última década (www.ign.es)–,

y (3) ortofotografías de gran resolución espacial (0,25 m), que, además de las bandas visibles (RGB), incluyen la banda infrarroja, lo que permite una mejor diferenciación de las coberturas del suelo mediante algoritmos de clasificación (Demarchi et al., 2016, 2017). Estas ortofotografías tienen una gran resolución espacial, aunque el tiempo de toma es anual. Por el contrario, en las imágenes de satélite el tiempo de revisita es de una o dos semanas, y su resolución espacial es menor; por ejemplo, en el caso de Sentinel-2 es de 10 m, mientras que en Landsat 8 es de 30 m. Estas resoluciones, dependiendo de las dimensiones de los ríos, pueden dificultar la detección de cambios geomorfológicos en sectores estrechos, aunque en algunos grandes ríos peninsulares se pueden monitorizar sus cambios morfoodinámicos con alta resolución temporal.

Estas técnicas de teledetección se benefician en gran parte de los avances en análisis de datos masivos (*big data*); es decir, del conjunto de técnicas que permiten llevar a cabo el procesamiento de gran cantidad de datos de forma adecuada. En este estudio se ha utilizado la técnica de *machine learning* denominada *Support Vector Machine* (SVM) para hacer la clasificación supervisada espacial de las diferentes formas fluviales. Se eligió esta técnica porque en estudios previos ha resultado ser la que mejores resultados obtiene (Phiri et al., 2020).

En este contexto, el objetivo principal de este trabajo es ilustrar el potencial de la imagen multi-espectral para detectar cambios morfológicos y de vegetación en ríos efímeros mediterráneos. Esto es posible al disponer de ortofotografías de gran resolución que incluyen la banda del infrarrojo, lo que permite su aplicación en ríos de tamaño medio. Esta metodología se ejemplifica en tres tramos de la rambla de Cervera, un río efímero del ámbito mediterráneo peninsular.

ÁREA DE ESTUDIO

La rambla de Cervera es un río efímero de 44 km de largo, que se localiza en el norte de la provincia de Castellón (figura 1). Drena una superficie de 339,6 km² (Sanchis-Ibor & Segura-Beltrán, 2014) y desemboca en el mar Mediterráneo. La cabecera de la cuenca se encuentra en la cordillera ibérica a 1.200 m s.n.m. Esta rambla atraviesa, a lo largo de su curso, principalmente calizas del Mesozoico y gravas del Cenozoico bien cementadas. Entre finales del Terciario y principios del Cuaternario, en el Sistema Ibérico, se produjeron dos fases distensivas que formaron estructuras de tipo *graben* y *horst*, de dirección SE-SO, paralelas a la costa de Castellón (Sanchis-Ibor & Segura-Beltrán, 2014). En este estudio se han analizado tres tramos, que presentan características diferentes en función de la geometría del valle y la composición y distribución de las clases fluviales consideradas. El tramo A se localiza en la cuenca media y se caracteriza por estar en una zona de *graben*, formando un valle aluvial no confinado. Esto permite que la rambla tenga una anchura considerable (~300 m) y que el cauce sea de tipo trenzado, aunque con un índice muy bajo (Segura-Beltrán & Sanchis-Ibor, 2013), características que se observan igualmente en tramos situados aguas arriba de este sector. En el tramo B, el valle atraviesa la zona de *horst* y presenta un canal confinado. En el tramo C, aguas abajo del *horst*, se incrementa la anchura del valle al encontrarse en zona de *graben*, aunque con un cauce activo relativamente estrecho.

Estos tres tramos han sido seleccionados por poseer características diferentes en cuanto al valle y su trazado (figura 1).

En cuanto a las precipitaciones, los valores oscilan entre los 480 mm en la costa y los 700 mm en la zona de cabecera. Los máximos se suelen producir en primavera y otoño, mientras que los meses de verano son los que menos precipitación registran. La generación de caudal se produce principalmente en relación con lluvias copiosas (>60 mm acumulados), lo que ocurre anualmente con una media de entre dos y cuatro veces, y esta escorrentía es discontinua en algunos tramos debido a la infiltración (Sanchis-Ibor & Segura-Beltrán, 2014). Desafortunadamente, la rambla de Cervera carece de estaciones de aforo que permitan establecer una relación estadísticamente robusta entre los ajustes morfosedimentarios producidos en el cauce y los caudales circulantes.

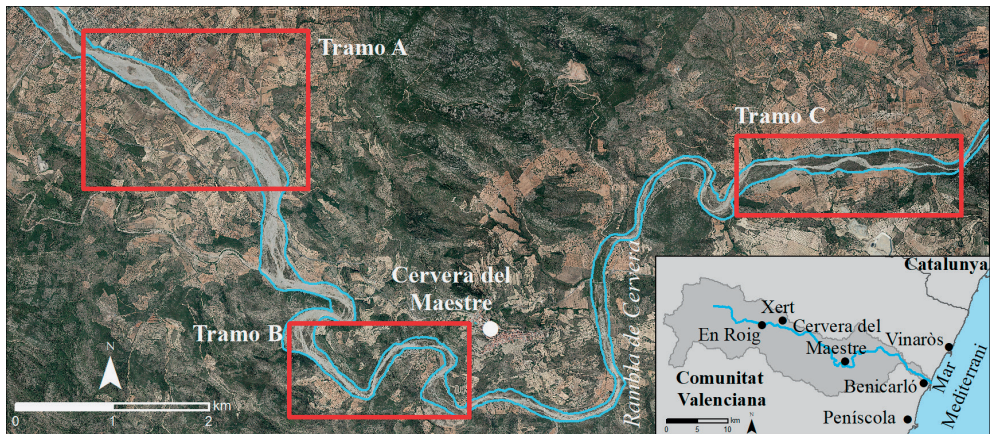


Figura 1. Localización de la zona de estudio y encuadres señalando los tres tramos de estudio A, B y C. Fuente: Instituto Geográfico Nacional.

METODOLOGÍA

La metodología comprende dos fases: (1) identificación de unidades fluviales y (2) análisis espacio-temporal. La primera consiste en identificar las clases características de las formas fluviales y buscar los puntos de entrenamiento, que se utilizarán en la clasificación. Para ello, se hace una selección de variables, que permitirán optimizar el modelo resultante de la clasificación. La segunda parte consiste en analizar los cambios de las unidades fluviales cartografiadas para determinar y cuantificar la dinámica fluvial en el periodo de estudio.

Clasificación supervisada

En una primera fase se ha elaborado una leyenda de clases de formas desarrolladas en el cauce e identificado dichas unidades en los tramos de estudio. Se ha adoptado la clasificación de formas y cubiertas del cauce para ríos efímeros mediterráneos propuesta por Sanchis-Ibor et al. (2017). Se han reconocido las siguientes clases: i) cauce activo y barras sin vegetación (CBSV); ii) superficie de barras poco vegetadas o depósitos cubiertos por hierba o matorrales dispersos (<5 %) o barras con vegetación mixta cubiertas por arbustos (<50 %) y árboles dispersos (<5 %) (BEV); iii) superficie aluvial con vegetación completa cubierta por arbustos (75 %) y árboles dispersos (<25 %) (BCV). En la identificación de las categorías se tomaron 392 puntos de entrenamiento para la posterior clasificación. Estos puntos se obtuvieron mediante la fotointerpretación de las ortofotos del Institut Cartogràfic Valencià (<https://icv.gva.es/>) correspondientes a los años 2017 (17/06/2017), 2018 (27/07/2018), 2019 (28/06/2019) y 2020 (31/05/2020). Los puntos usados en la clasificación fueron los mismos en todos los años, por lo que son comunes en todas las imágenes. Se trata de imágenes de muy alta resolución, ya que el tamaño de píxel es de 0,25 m. Además de las bandas RGB, se incluye una banda infrarroja, que permite calcular algunos índices espectrales, para incluirlos en la selección de variables y diferenciar mejor la cubierta vegetal. Se calcularon los índices NDVI (Rouse et al., 1974) y NDWI (McFeeters, 1996). Estos índices, junto con las bandas del azul, verde y rojo, se utilizarán en la selección de variables para optimizar la clasificación. Esta selección se realizó mediante *Random Forest* (RF), un algoritmo de *machine learning* no paramétrico, basado en árboles de decisión (Breiman, 2001). Los nodos de cada árbol se dividen usando un subconjunto de variables, y el resultado final son los valores mayoritarios de todos los árboles. Para conocer la importancia de las variables se utilizó en este algoritmo el índice de Gini, que se replicó treinta veces para obtener una medida consistente de la impureza de cada variable mediante *k-fold cross-validation* ($k=3$). Los datos originales se dividieron en tres conjuntos, dos de los cuales sirvieron como entrenamiento y uno, como validación. RF requiere una optimización de los hiperparámetros para, posteriormente, utilizar los mejores en la selección de variables. En este caso, la optimización se obtuvo después de diez iteraciones (*10-fold repeated cross-validation*), con un número de 1-5 predictores aleatorios seleccionados en cada árbol de decisión (*mtry*), con un tamaño mínimo de un nodo a dividir (*min.node.size*) de 2-30 y con un valor de 500 en el número de árboles (*ntree*). Este proceso se realizó con el paquete *caret* (Kuhn, 2020) en el programa R (R Core Team, 2019). Una vez obtenidos los resultados de las mejores variables para cada año, se procedió a realizar la clasificación supervisada mediante la técnica de *machine learning* de *Support Vector Machine* (SVM). Esta es una de las técnicas que mejor funcionan a la hora de modelizar cambios de usos de suelo o coberturas (Phiri et al., 2020). Los puntos de entrenamiento se dividieron en un 80 % para el entrenamiento del modelo y un 20 % para su validación. Este algoritmo, al igual que RF, es no paramétrico y consiste en separar las diferentes categorías lo mejor posible en un hiperplano (Cortes & Vapnik, 1995). SVM, al igual que RF, requiere una optimización de los hiperparámetros, que son diferentes a los de RF. En SVM se optimizan los valores *gamma* (define hasta dónde llega la influencia de un solo ejemplo de entrenamiento) y *cost* (compensa la clasificación correcta de los ejemplos de entrenamiento con la maximización del margen de la función de decisión), con valores

entre 0,001-1 y 1-700 respectivamente. Además, se utilizó el *kernel radial* debido a su alto rendimiento en las clasificaciones de usos de suelo (Thanh Noi & Kappas, 2018).

Finalmente, la clasificación se validó usando los puntos reservados para ello y calculando la matriz de confusión. También se calculó la precisión del modelo y el índice de Kappa (Cohen, 1960), que evalúa el rendimiento de predicción de los clasificadores.

Análisis de datos y variables derivadas de la clasificación

Una vez obtenidas las diferentes clases, se realizaron varios análisis de los datos. El primero consistió en calcular el porcentaje de área ocupada por cada clase para cada año de estudio en cada uno de los tres tramos analizados (A, B y C). Posteriormente, se calculó la recuperación de las formas aluviales, definida como el porcentaje de área que ha pasado de la categoría BEV o BCV a la clase CBSV. Por lo tanto, estas transiciones desde clases más estables cubiertas de vegetación a clases más dinámicas indican un reinicio de la dinámica fluvial. Además, se calculó el porcentaje de establecimiento y desarrollo de vegetación, definido como el porcentaje de área que ha pasado de la CBSV a BEC o BCV. Esta transición indica un proceso de estabilización de la rambla donde la vegetación limita la dinámica fluvial, y es necesario un caudal de agua cada vez mayor para rejuvenecer el sistema en un sentido geomorfológico.

Finalmente, se realizó un diagrama de flujo de cambios entre las clases consideradas para conocer cuáles han sido las transiciones a lo largo del periodo de estudio, tanto entre años consecutivos como entre el año inicial y el final (Segura-Beltrán & Sanchis-Ibor, 2013).

RESULTADOS

Las variables de mayor peso para la clasificación de formas fueron diferentes en las series de imágenes analizadas. La variable con más importancia en todos los años analizados fue NDVI, a la que se sumaron la banda azul en 2017 y la variable NDWI en 2018 y 2020. Todos ellos tienen una importancia con una mediana igual o superior al 60 %.

En cuanto al modelo resultante de la clasificación realizada con SVM, en tres de las matrices de confusión (figuras 2A, 2B, 2D) se puede apreciar que la precisión de las categorías BEV y CBSV es del 100 %, ya que todos los puntos se han clasificado correctamente. En estas mismas figuras las categorías BCV y BEV muestran una precisión de en torno al 90 %. En la figura 2C, aunque solamente en la categoría CBSV la precisión es del 100 %, hay cierta confusión entre las categorías BCV y BEV, en las que la precisión es del 96 %. Tanto los valores de precisión como de Kappa son muy altos en todos los casos, superiores a 0,96 y 0,94 respectivamente.

A)	2017	BCV	BEV	CBSV	B)	2018	BCV	BEV	CBSV
	BCV	24	2	0		BCV	24	2	0
	BEV	0	26	0		BEV	0	26	0
	CBSV	0	0	26		CBSV	0	0	26
	<i>Precisión</i>	0,97	<i>Kappa</i>	0,96		<i>Precisión</i>	0,97	<i>Kappa</i>	0,96
C)	2019	BCV	BEV	CBSV	D)	2020	BCV	BEV	CBSV
	BCV	25	1	0		BCV	23	3	0
	BEV	1	25	0		BEV	0	26	0
	CBSV	0	0	26		CBSV	0	0	26
	<i>Precisión</i>	0,97	<i>Kappa</i>	0,96		<i>Precisión</i>	0,96	<i>Kappa</i>	0,94

Figura 2. A) Matriz de confusión año 2017. B) Matriz de confusión año 2018. C) Matriz de confusión año 2019. D) Matriz de confusión año 2020. CBSV: cauce activo y barras sin vegetación; BEV: superficie de barras escasamente vegetadas; BCV: superficie de barras completamente vegetadas. El color verde indica que no hay confusión en esa categoría, mientras que el naranja indica que existe cierta confusión.

Los resultados obtenidos a partir de la clasificación supervisada muestran los cambios que se han producido anualmente en cada uno de los tramos de estudio (figura 3, figura 4, figura 5, tabla 1). El tramo A se caracteriza por una reducida proporción de superficie cubierta por vegetación densa (menos de 8 % de media en los periodos de estudio) (figura 3, tabla 1). En este tramo se puede observar cómo en el año 2018 aumentó la superficie de cauce activo, que llegó a ocupar casi el 70 % del área del tramo (68,8 %), disminuyendo en 2019 y 2020 (se quedó en un 60,6 %) en favor de un aumento de las BEV, que presentan una proporción del 34,0 % en el año 2020.

En el tramo B (figura 4) hay un descenso de la superficie de BCV a lo largo de los años, que ha pasado de ocupar el 29,6 % de la superficie del tramo en 2017 al 18,8 % en 2020. Mientras tanto, las BEV aumentan anualmente hasta llegar a ocupar el 34,1 % de la superficie del tramo. Respecto al CBSV, se mantiene con pequeñas variaciones a lo largo de los años, desde 50,7 % en 2017 y alcanzando su mínimo en 2019 con una proporción de 43,3 % (tabla 1).

El tramo C se caracteriza por tener un cauce muy estrecho, ocupado en mayor medida que los otros dos tramos por BCV (33,3 % de media para los periodos de estudio y alcanzando un máximo del 40,5 % en 2020) (figura 5, tabla 1). La superficie de CBSV se mantiene estable a lo largo del periodo, con variaciones inferiores al 3 % (tabla 1).

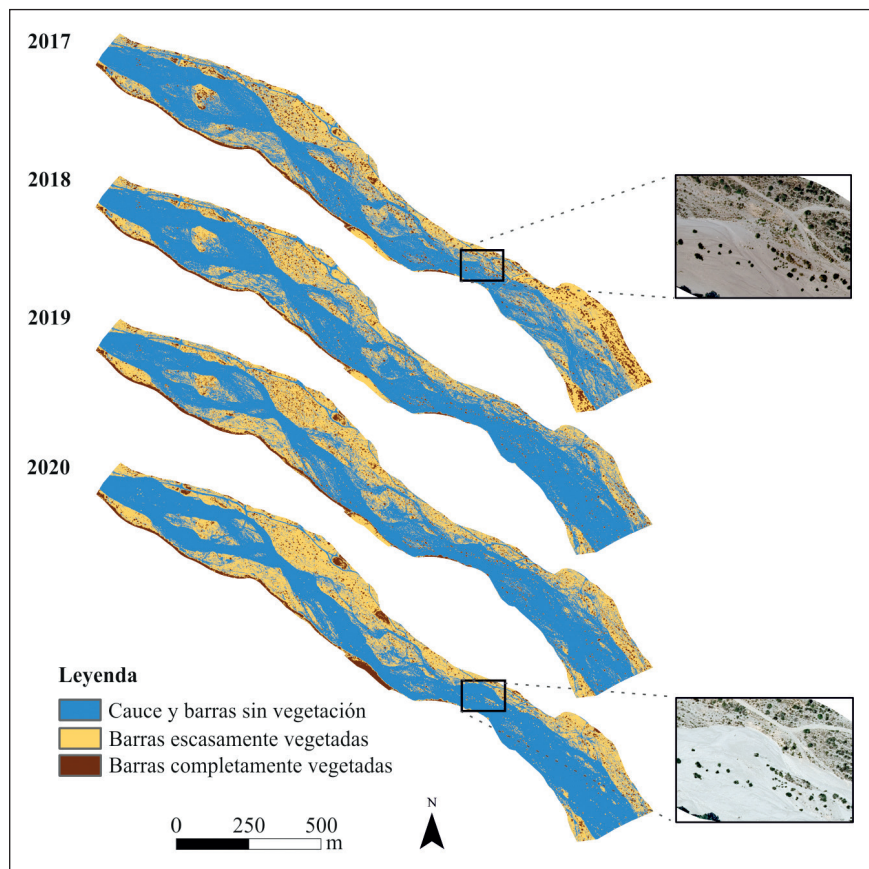


Figura 3. Clasificación obtenida en el tramo A para cada uno de los años del periodo de estudio. Se muestra detalle del aspecto real en ortofoto de una zona concreta.
Fuente: Institut Cartogràfic Valencià.

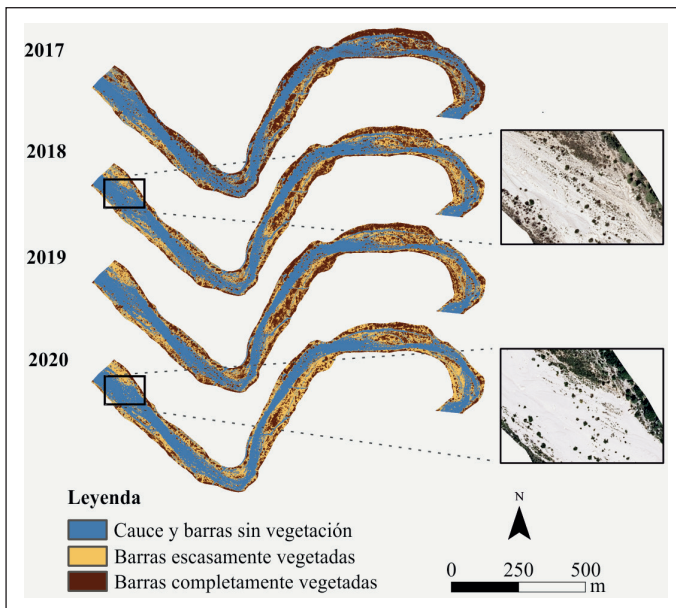


Figura 4. Clasificación obtenida en el tramo B para cada uno de los años del periodo de estudio. Se muestra detalle del aspecto real en ortofoto de una zona concreta.
Fuente: Institut Cartogràfic Valencià.

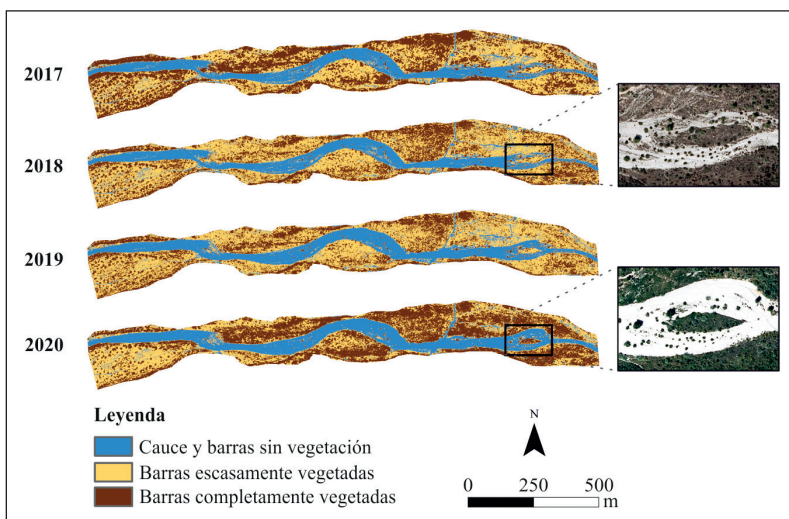


Figura 5. Clasificación obtenida en el tramo C para cada uno de los años del periodo de estudio. Se muestra detalle del aspecto real en ortofoto de una zona concreta.
Fuente: Institut Cartogràfic Valencià.

Tabla 1. Porcentaje de superficie anual de cada clase para cada tramo. CBSV: cauce activo y barras sin vegetación; BEV: superficie de barras escasamente vegetadas; BCV: superficie de barras completamente vegetadas.

	Tramo A			Tramo B			Tramo C		
	% CBSV	% BEV	% BCV	% CBSV	% BEV	% BCV	% CBSV	% BEV	% BCV
2017	56,8	35,2	8,0	50,7	19,7	29,6	22,8	40,1	37,1
2018	68,8	26,5	4,7	46,3	30,6	23,1	22,6	48,0	29,4
2019	60,6	33,4	6,0	43,3	30,2	26,5	25,5	48,3	26,2
2020	60,6	34,0	5,4	47,1	34,1	18,8	25,3	34,2	40,5

El análisis de transiciones entre las clases de coberturas consideradas ha permitido analizar, por un lado, las tasas de recuperación de zonas de cauce activo, que son frecuentemente ocupadas por vegetación en sus estadios más pioneros, así como las tasas de estabilización de zonas de gravas desnudas o escasamente vegetadas. Particularmente, en cuanto a la recuperación de superficie de cauce activo, se observa que la mayor tasa de recuperación se produjo entre los años 2017 y 2018 en el tramo A, que alcanzó un valor del 13,8 % (figura 6a, figura 7), mientras que los tramos B y C presentan tasas reducidas de recuperación del 2,5 y 2,1 % respectivamente en ese periodo. En el siguiente periodo, 2018 a 2019, es el tramo C, localizado aguas abajo, el que presenta una tasa de recuperación mayor, con un 4,6 % de la superficie. En el periodo 2019-2020, los tramos A y B presentaron una recuperación de superficie de cauce activo de en torno al 5 y 6 %, respectivamente, y es el tramo C el que presentó una recuperación menor (2,2 %). Finalmente, entre el primer año de estudio y el último, se puede observar cómo la recuperación del cauce activo en dos de los tramos ha sido positiva, siendo más alta (10,7 % de media) en el tramo A, seguida del C (4,6 %). Por el contrario, en el tramo B se produjo una ligera reducción del cauce activo (4%). En todos los tramos, en algún momento, hay una pequeña recuperación de superficie de cauce y barras activas, aunque en ocasiones el valor sea muy pequeño.

Respecto a las tasas de establecimiento y desarrollo de la vegetación (figura 6B), entre los años 2017 y 2018 el mayor porcentaje de colonización y establecimiento se produjo en el tramo B, con un 6,8 %, y permaneció mínimo en los tramos A y C, con un valor en torno al 2 % (figura 6B, figura 7). Esta situación cambia entre los años 2018 y 2019, con una tasa de establecimiento que alcanza un valor del 10,6 % en el tramo A, seguido del B (5,6 %) y C (1,7 %). En el tercer periodo, los tramos B y C son los que menos establecimiento de vegetación presentan, con valores en torno al 2 % de la superficie, mientras que la zona A alcanza el 5 %. En resumen, para el periodo total de estudio (2017-2020) en los tramos A y B se observa una mayor proporción de estabilización de las superficies de barras, de en torno a un 7 %, mientras que en el tramo C este valor es de un 2 %.

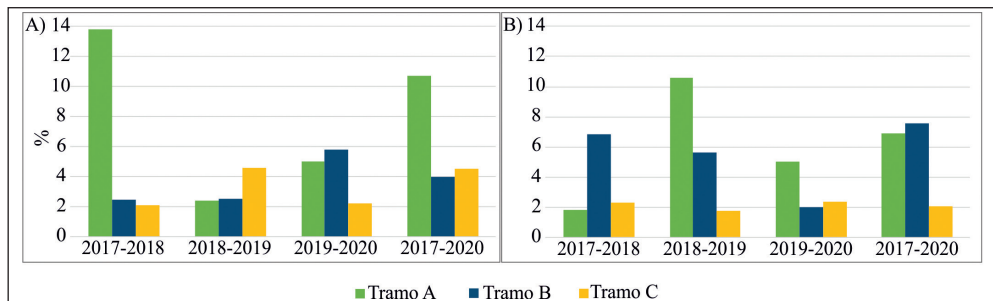


Figura 6. A) Porcentajes de recuperación de superficie de cauce activo entre años consecutivos del periodo de estudio mostrando el balance neto de 2017 a 2020. B) Porcentajes de establecimiento y desarrollo de vegetación entre años consecutivos del periodo de estudio mostrando el balance neto de 2017 a 2020. Los valores decimales se han redondeado.

En la tendencia de las diferentes clases (figura 7) se observa que en el primer periodo (2017 a 2018) los porcentajes de superficie, que, en suma, suponen un cambio hacia estadios más pioneros, son mayores que los que suponen una estabilización. Esta tendencia se revierte en el siguiente periodo, en el que se observan porcentajes más altos de estabilización de la vegetación en los tramos A y B, mientras que en el tramo C ocurre lo contrario. En las transiciones de 2019 a 2020 destaca el paso a estadios más pioneros de vegetación en el tramo B, con un 10 % de superficie, que pasa de estar completamente cubierta a escasamente cubierta de vegetación, mientras que en el tramo C destaca la mayor proporción de superficie (19 %), que evoluciona a estadios menos pioneros con abundante vegetación. El resumen para el periodo completo, de 2017 a 2020, muestra que en los tramos A y C hay un equilibrio entre ambas transiciones, mientras que en el tramo B hay una mayor transición hacia estadios más dinámicos (9 % hacia estadios más estabilizados frente a 16 % de superficie, que evoluciona hacia estadios más pioneros).

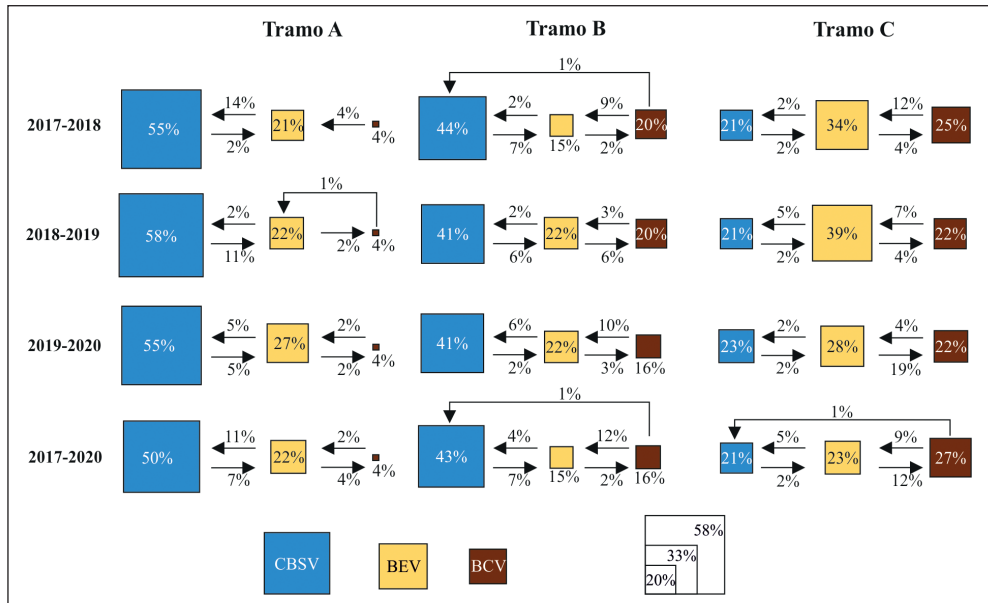


Figura 7. Tendencia entre clases de coberturas (cauce activo y barras sin vegetación en color azul; superficie de barras escasamente vegetadas en color amarillo; superficie de barras completamente vegetadas en color marrón) de cada tramo entre años consecutivos, así como balance neto entre el año inicial (2017) y final (2020) del periodo. El tamaño de la caja hace referencia al valor de porcentaje de cada categoría que no ha variado en el periodo. CBSV: cauce activo y barras sin vegetación; BEV: superficie de barras escasamente vegetadas; BCV: superficie de barras completamente vegetadas. Los valores decimales se han redondeado.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La combinación de teledetección con técnicas de *machine learning* nos permite caracterizar las diferentes superficies fluviales de manera automática y objetiva, lo que supone un avance respecto a la fotointerpretación manual, que presenta una mayor carga de interpretación subjetiva y un elevado coste de tiempo para su implementación a grandes áreas de estudio. Algunos estudios recientes sobre cartografía de formas geomorfológicas o clasificación de ríos utilizan imágenes de alta resolución (Rivas Casado et al., 2015, 2017) o incluso imágenes de muy alta resolución (0,25 m), con banda infrarroja (Demarchi et al., 2016, 2017). La inclusión de la banda infrarroja permite delimitar mejor las zonas cubiertas con vegetación, al ser más concreta su firma espectral. Una resolución espacial tan elevada incrementa los tiempos de procesado y la cantidad de información generada, pero en la mayor parte de los ríos efímeros mediterráneos una resolución menor, como, por ejemplo, las de las imágenes de satélite (Sentinel-2 con 10 m, o Landsat 8 con 30 m), no permitiría la caracterización de ríos de anchura inferior a su resolución. Las imágenes de satélite poseen la ventaja de tener un tiempo de revisita

muy corto, que llega incluso a unas semanas, en detrimento de su menor resolución. La frecuencia de las ortofotos de gran resolución se ha visto incrementada en los últimos años con vuelos anuales en algunas regiones de la Península Ibérica. Por ejemplo, la zona de estudio analizada en este artículo dispone de ortofotos anuales realizadas por parte del Institut Cartogràfic Valencià. La puesta en órbita de satélites más modernos con mejores resoluciones espaciales permitirá un avance sin precedentes en la monitorización de sistemas naturales dinámicos como los ríos y ramblas, por lo que es posible analizar el efecto a corto plazo de grandes avenidas, además del efecto de diversas presiones con una alta resolución temporal. Los efectos de las avenidas se pueden analizar con técnicas de *machine learning* usando imágenes tanto de satélite como de ortofotos. Estas técnicas, aunque son eficientes y semiautomáticas, pueden presentar cierto error, cuantificado con la matriz de confusión. Particularmente, en este estudio se ha encontrado un leve grado de confusión entre las dos categorías que tienen vegetación. Esta confusión se considera que es asumible, ya que el error total es muy pequeño y la técnica tiene una gran eficiencia frente a las técnicas de fotointerpretación manual. Una solución para reducir en gran medida la confusión entre categorías similares podría ser la combinación de imágenes espectrales con infrarrojo y topografía (Demarchi et al., 2016), en particular cuando se trate de categorías donde el relieve sea discriminante. En estudios futuros, una fuente de información muy valiosa podría ser la inclusión de información topográfica procedente de las nubes de puntos LiDAR.

A lo largo del periodo de estudio, el tramo A ha experimentado cambios que afectan particularmente al cauce activo y las barras sin vegetación adyacentes, incorporando una superficie de hasta el 13 %, perteneciente a clases más estables, entre los años 2017 y 2018. Esta apertura de espacios libres de vegetación es frecuente que tenga lugar durante avenidas de cierta magnitud, que permiten una recuperación de la dinámica del cauce de gravas. Precisamente en el año siguiente, en 2019, se pueden observar tasas relevantes de ocupación de zonas anteriormente desnudas de vegetación, que se traducen en una disminución de la superficie de cauce de gravas y una cierta estabilidad del lecho hasta 2020. Este proceso de colonización de la vegetación en las barras del cauce, principalmente, también se observa en otros tramos de esta rambla estudiados por Sanchis-Ibor & Segura-Beltrán (2020). Estos mismos autores observaron una incisión media de 1,08 m en la parte superior del tramo.

En el tramo B, la superficie de cauce activo y barras sin vegetación ha permanecido más estable durante el periodo de estudio, y las mayores variaciones se han producido entre las superficies de barras con vegetación. Este intercambio ha podido deberse a que, dependiendo de la magnitud de las avenidas ocurridas, se hayan depositado sedimentos sobre barras de gravas que ya tenían cierto grado de vegetación. Por ejemplo, avenidas como las ocurridas en 2018 (9/10/2018, lluvia máxima diaria de 272 l/m² en Vinaròs), movilizaron una gran cantidad de sedimentos gruesos y aumentaron la superficie de gravas desnuda (figura 8). La mayor cantidad de superficies de barras vegetadas de este tramo B puede ser un indicador de la incisión del cauce activo. Este proceso conlleva la estabilización de la vegetación en las barras laterales, ya que aumenta su altura relativa respecto al talveg y, por lo tanto, se requiere de un mayor calado (o caudal) para cubrir la superficie de las barras. Estas barras se convierten en terrazas, al resultar inalcanzables por una avenida ordinaria, si bien es cierto que una inundación de mayor magnitud podría afectarles (Gurnell et al. 2012). El mismo comportamiento fue detectado en

tramos confinados, en zona de *horst*, localizados en esta misma rambla aguas arriba de la zona de estudio al obtener una incisión media de 0,56 m/año desde 2009 al 2012 (Segura-Beltrán et al., 2020). Esto provoca que la vegetación en el año 2012 tenga valores ligeramente superiores de aparición (Sanchis-Ibor & Segura-Beltrán, 2020). Por ejemplo, la avenida ocurrida en 2000, con motivo de un evento de lluvias intensas y abundantes (500 mm de precipitación acumulada), provocó una marcada incisión, relacionada con el déficit hidrosedimentario provocado por el incremento de la superficie forestada en la cuenca y las extracciones de gravas en el cauce.

En el tramo C la proporción de la superficie fluvial activa es inferior al 25 % y se localiza entre barras alternas relativamente estabilizadas. De hecho, el elevado porcentaje de superficies de barras vegetadas, ya sean parcial o completamente, es muy alto, lo que puede reflejar cierta incisión del cauce activo, que favorece la estabilización de la vegetación (Sanchis-Ibor & Segura-Beltrán, 2020), al igual que en el tramo B.

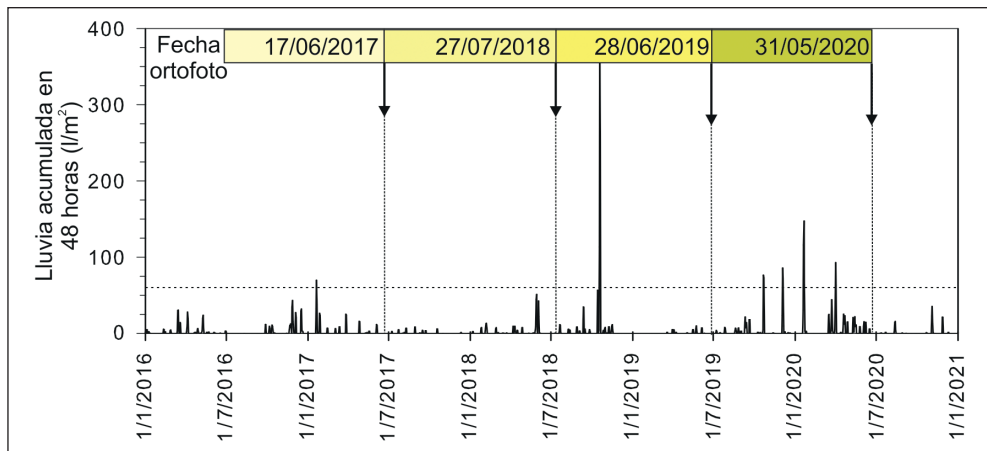


Figura 8. Lluvia acumulada en 48 horas en la estación de Vinaròs, localizada a 6 km al norte de la desembocadura de la rambla de Cervera. Se indican las fechas de los vuelos de las ortofotos utilizadas en este estudio. La línea discontinua horizontal muestra una lluvia acumulada de 60 mm, que frecuentemente tiene que superarse para producir escorrentía en la rambla de Cervera (Sanchis-Ibor & Segura-Beltrán, 2020). El máximo corresponde al 19/10/2018, con una lluvia de 272 l/m² en 24 horas.

Fuente AEMET.

En resumen, este trabajo explora el desarrollo de los métodos de clasificación supervisada aplicados a ortofotos con una resolución temporal anual, para caracterizar la evolución morfodinámica de tres tramos de la rambla de Cervera en cuatro periodos. Se observa que en todos los tramos existen zonas donde la superficie de cauce de gravas y barras sin vegetación, experimenta cierta recuperación, debido

a la propia actividad morfosedimentaria natural. La mayor actividad de cambio se produce en el tramo A (tipo trenzado), donde se alcanzan máximos del 11 % para el primer periodo y se detecta una transmisión de esta actividad en años subsecuentes en los tramos localizados aguas abajo (B y C). A la vez, esa apertura de espacios favorece la colonización de vegetación pionera, que estabiliza las superficies del lecho más dinámicas. Más allá de la caracterización de los cambios morfológicos experimentados por la rambla analizados de forma eficiente y objetiva mediante algoritmos de *machine learning*, que es el principal objetivo de este trabajo, la monitorización de los caudales se hace indispensable si se persigue establecer relaciones entre la hidrología, los cambios morfodinámicos y la conectividad del sedimento. En particular, esta información resulta relevante y esencial ante cualquier toma de decisiones por parte de los gestores con el fin de realizar labores de vigilancia, restauración o conservación. Sin embargo, esta monitorización hidrológica y morfodinámica continúa siendo una asignatura pendiente en la gran mayoría de los ríos efímeros frente a los ríos permanentes.

CONTRIBUCIÓN DE LOS AUTORES

VMF y MPR concibieron la idea y diseñaron la investigación. MPR ha aplicado la metodología y obtenido los resultados. MPR y VMF han escrito el manuscrito con la ayuda de GB.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de la investigación realizada dentro del proyecto “Evaluación del impacto hidrológico, sedimentario y geomorfológico de las inundaciones en Ramblas Mediterráneas para la adaptación al Cambio Climático y ambiental” EPHIMED (CGL2017-86839-C3-1-R) y “Monitoreo de la dinámica morfo-sedimentaria y trayectorias de recuperación de los ríos efímeros degradados frente al cambio global” EPHIDREAMS (PID2020-116537RB-I00) financiado por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades y cofinanciado por Fondos FEDER. M.P. Rabanaque y V. Martínez-Fernández son beneficiarias de contratos del Ministerio de Ciencia de los programas FPI y Juan de la Cierva Formación, respectivamente. Este trabajo es parte de las actividades de la CSIC-PTI TELEDETECT. Este manuscrito es una contribución del Laboratorio de Hidrología y Cambio Global (www.floodsresearch.com; Twitter: [floods_research](https://twitter.com/floods_research); Instagram: [@floods_research](https://www.instagram.com/floods_research)).

REFERENCIAS

- Breiman, L. (2001). Random Forests. *Machine Learning*, 45(1), 5-32. <https://doi.org/10.1023/A:1010933404324>
- Calle, M., Alho, P., & Benito, G. (2017). Channel dynamics and geomorphic resilience in an ephemeral Mediterranean river affected by gravel mining. *Geomorphology*, 285, 333-346. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.02.026>

- Calle, M., Alho, P., & Benito, G. (2018). Monitoring ephemeral river changes during floods with SfM photogrammetry. *Journal of Iberian Geology*, 44(3), 355-373. <https://doi.org/10.1007/s41513-018-0078-y>
- Camarasa, A. M. & Segura, F. (2001). Flood events in Mediterranean ephemeral streams (ramblas) in Valencia region, Spain. *Catena*, 45(3), 229-249. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(01\)00146-1](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00146-1)
- Cohen, J. (1960). A coefficient of agreement for nominal scales. *Educational and Psychological Measurement*, 20(1), 37-46. <https://doi.org/10.1177/001316446002000104>
- Conesa-García, C. (2005). Les “ramblas” du Sud-est Espagnol: Systèmes hydromorphologiques en milieu méditerranéen sec. *Zeitschrift Für Geomorphologie*, 49(2), 205–224.
- Conesa-García, C. & Lenzi, M. A. (2013). *Check dams, morphological adjustments and erosion control in torrential streams*. Collection “Environmental Science, Engineering and Technology”. Nova Science Publishers.
- Conesa-García, C., López-Bermúdez, F., & García-Lorenzo, R. (2007). Bed stability variations after check dam construction in torrential channels (South-East Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(14), 2165-2184. <https://doi.org/10.1002/esp.1521>
- Conesa-García, C., Puig-Mengual, C., Riquelme, A., Tomás, R., Martínez-Capel, F., García-Lorenzo, R., Pastor, J. L., Pérez-Cutillas, P., & Cano González, M. (2020). Combining SfM Photogrammetry and Terrestrial Laser Scanning to Assess Event-Scale Sediment Budgets along a Gravel-Bed Ephemeral Stream. *Remote Sensing*, 12(21), 3624. <https://doi.org/10.3390/rs12213624>
- Cortes, C. & Vapnik, V. (1995). Support-vector networks. *Machine Learning*, 20(3), 273-297. <https://doi.org/10.1007/BF00994018>
- Demarchi, L., Bizzi, S., & Piégay, H. (2016). Hierarchical Object-Based Mapping of Riverscape Units and in-Stream Mesohabitats Using LiDAR and VHR Imagery. *Remote Sensing*, 8(2), 97. <https://doi.org/10.3390/rs8020097>
- Demarchi, L., Bizzi, S., & Piégay, H. (2017). Regional hydromorphological characterization with continuous and automated remote sensing analysis based on VHR imagery and low-resolution LiDAR data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(3), 531-551. <https://doi.org/10.1002/esp.4092>
- Gómez, R., Hurtado, I., Suárez, M. L., & Vidal-Abarca, M. R. (2005). Ramblas in south-east Spain: Threatened and valuable ecosystems. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 15(4), 387-402. <https://doi.org/10.1002/aqc.680>
- Gurnell, A. M., Bertoldi, W., & Corenblit, D. (2012). Changing river channels: The roles of hydrological processes, plants and pioneer fluvial landforms in humid temperate, mixed load, gravel bed rivers. *Earth-Science Reviews*, 111(1), 129-141. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.11.005>
- Horacio, J., Ollero, A., Ballarín, D., & Ibisate, A. (2018). Herramientas para el diagnóstico del ecosistema fluvial. En Díez, J. & Ibisate, A. (eds.). *Retos y experiencias de restauración fluvial en el ámbito de la Red Natura 2000* (pp. 22-44). Vitoria-Gasteiz: Gobierno Vasco.
- Kuhn, M. (2020). *caret: Classification and Regression Training*.

- Lobera, G., Besné, P., Vericat, D., López-Tarazón, J. A., Tena, A., Aristi, I., Díez, J. R., Ibisate, A., Larrañaga, A., Elosegi, A., & Batalla, R. J. (2015). Geomorphic status of regulated rivers in the Iberian Peninsula. *Science of The Total Environment*, 508, 101-114. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.10.058>
- López-Bermúdez, F., García, C., & Alonso, F. (2002). Floods: magnitude and frequency in ephemeral streams of the Spanish Mediterranean region. En *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels*.
- McFeeters, S. K. (1996). The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing*, 17(7), 1425-1432. <https://doi.org/10.1080/01431169608948714>
- Phiri, D., Simwanda, M., Salekin, S., Nyirenda, V. R., Murayama, Y., & Ranagalage, M. (2020). Sentinel-2 Data for Land Cover/Use Mapping: A Review. *Remote Sensing*, 12(14), 2291. <https://doi.org/10.3390/rs12142291>
- Puigdefábregas, J. & García-Ruiz, J. M. (1985). Efectos de la construcción de pequeñas presas en cauces anastomosados del Pirineo Central. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 11(0), 91-102. <https://doi.org/10.18172/cig.946>
- R Core Team. (2019). *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing. <https://www.R-project.org/>
- Rivas Casado, M., Gonzalez, R. B., Kriechbaumer, T., & Veal, A. (2015). Automated Identification of River Hydromorphological Features Using UAV High Resolution Aerial Imagery. *Sensors*, 15(11), 27969-27989. <https://doi.org/10.3390/s151127969>
- Rivas Casado, M., González, R. B., Ortega, J. F., Leinster, P., & Wright, R. (2017). Towards a Transferable UAV-Based Framework for River Hydromorphological Characterization. *Sensors*, 17(10), 2210. PubMed. <https://doi.org/10.3390/s17102210>
- Rouse, J. W., Jr., Haas, R. H., Schell, J. A., & Deering, D. W. (1974). *Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS Tech. Report No. Accession Number: 74N30727 – ScienceOpen*. <https://www.scienceopen.com/document?vid=96ed0508-aa77-4441-98d2-efccc70d2521>
- Sabater, S., Timoner, X., Bornette, G., De Wilde, M., Stromberg, J. C., & Stella, J. C. (2017). The Biota of Intermittent Rivers and Ephemeral Streams: Algae and Vascular Plants. En Detry, T., Bonada, N., & Boulton, A. (eds.). *Intermittent Rivers and Ephemeral Streams* (cap. 4.2, pp. 189-216). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803835-2.00016-4>
- Sanchis-Ibor, C. & Segura-Beltrán, F. (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. <https://doi.org/10.18172/cig.2530>
- Sanchis-Ibor, C. & Segura-Beltrán, F. (2020). Procesos de colonización vegetal en ramblas: Crecimiento y destrucción de parches y alineaciones. En *Desafíos y oportunidades de un mundo en transición: Una interpretación desde la Geografía* (pp. 161-172). Valencia: PUV / Tirant lo Blanch.

- Sanchis-Ibor, C., Segura-Beltrán, F., & Almonacid-Caballer, J. (2017). Channel forms recovery in an ephemeral river after gravel mining (Palancia River, Eastern Spain). *Catena*, 158, 357-370. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.07.012>
- Sanchis-Ibor, C., Segura-Beltrán, F., & Navarro-Gómez, A. (2019). Channel forms and vegetation adjustment to damming in a Mediterranean gravel-bed river (Serpis River, Spain). *River Research and Applications*, 35(1), 37-47. <https://doi.org/10.1002/rra.3381>
- Segura-Beltrán, F. & Sanchis-Ibor, C. (2013). Assessment of channel changes in a Mediterranean ephemeral stream since the early twentieth century. The Rambla de Cervera, eastern Spain. *Geomorphology*, 201, 199-214. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.06.021>
- Segura-Beltrán, F. & Sanchis-Ibor, C. (2018). Estrechamiento de cauces y cambio de patrón en cursos fluviales mediterráneos como consecuencia del cambio global en las últimas seis décadas: Indicadores geomorfológicos. En García, C., Gomez-Pujol, L., Moran-Tejeda, E., & Batalla, R. J. (eds.). *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos* (pp. 395-398). Palma: Universitat de les Illes Balears / Sociedad Española de Geomorfología.
- Segura-Beltrán, F., Sanchis-Ibor, C., & Vidal-Salvador, A. (2020). La incisión como efecto de los cambios ambientales en ríos efímeros. En *Desafíos y oportunidades de un mundo en transición: Una interpretación desde la Geografía* (pp. 145-160). Valencia: PUV / Tirant lo Blanch.
- Thanh Noi, P. & Kappas, M. (2018). Comparison of Random Forest, k-Nearest Neighbor, and Support Vector Machine Classifiers for Land Cover Classification Using Sentinel-2 Imagery. *Sensors*, 18(1). <https://doi.org/10.3390/s18010018>

Cómo citar este artículo:

Rabanaque, M.ª P., Martínez-Fernández, V., & Benito, G. (2021). Caracterización diacrónica de formas y cambios fluviales mediante análisis automatizado de ortofotografías y técnicas de *machine learning*. *Cuadernos de Geografía*, 107, 49-67.

<https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21218>



Este obra está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-SinObraDerivada 4.0 Internacional.

DANIEL DÍAZ ALBA^a
VANESA MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ^b
DIEGO GARCÍA DE JALÓN^c

SEGUIMIENTO AMBIENTAL EN RIBERAS MEDIANTE TECNOLOGÍA LiDAR

RESUMEN

Las metodologías y herramientas que permitan conocer la evolución del corredor ripario tras actuaciones de restauración ecológica son imprescindibles para monitorizar la eficiencia de las acciones desarrolladas y el cumplimiento de los objetivos del proyecto. El uso de la tecnología LiDAR, la clasificación de imágenes y el uso de herramientas SIG facilitan el seguimiento de las acciones de restauración. En este artículo se expone una metodología de seguimiento de la evolución del corredor ripario en el marco de un proyecto de restauración para un caso de estudio que consistió en la eliminación de un azud en el río Lozoya. Este seguimiento se ha basado en cuantificar los cambios en variables dendrométricas (altura, diámetro y biomasa) y dasométricas (Fracción de Cobida Cubierta) a partir de dos coberturas LiDAR PNOA, realizadas en los años 2010 y 2016, y de la clasificación de imágenes RGB PNOA. Los resultados muestran cambios en el corredor ripario asociados al crecimiento natural, aumentando el número de pies de clases medias de altura y diámetro. Por el contrario, la fracción de cobida cubierta ha disminuido y ha pasado de valores medios de en torno al 60-70 % a valores de entre el 40-50 %, como resultado de la apertura de espacios abiertos, lo que ha generado un ensanchamiento notable de la zona de cauce activo. Los cambios más relevantes se observaron en un cauce secundario,

a Departamento de Sistemas y Recursos Naturales, ETSI Montes, Forestales y Medio Natural, Universidad Politécnica de Madrid. C/ José Antonio Nováis, 10. 28040 Madrid. daniel DiazAlba11@gmail.com

b Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN) - CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. vanesa.mfernandez@gmail.com

c Departamento de Sistemas y Recursos Naturales, ETSI Montes, Forestales y Medio Natural, Universidad Politécnica de Madrid. C/ José Antonio Nováis, 10. 28040 Madrid. diego.gjalon@upm.es

Fecha de recepción: 28-06-2021. Fecha de aceptación: 14-10-2021.

situado en la margen derecha, y en las zonas limítrofes con la lámina de agua más próxima a la antigua ubicación del azud. Finalmente, se analizaron las respuestas del corredor a la recuperación de la conectividad, así como las limitaciones y ventajas de emplear esta metodología para analizar la evolución del corredor ripario tras actuaciones de restauración ecológica.

PALABRAS CLAVE: demolición de azud; LiDAR; restauración; vegetación riparia.

ENVIRONMENTAL MONITORING OF RIPARIAN CORRIDORS USING LIDAR TECHNOLOGY

ABSTRACT

The methodologies and tools that allow knowing the evolution of the riparian corridor after ecological restoration actions are essential to monitor the efficiency of the actions carried out and the fulfillment of the restoration objectives. The use of LiDAR technology, image classification and the use of GIS tools facilitate the monitoring of restoration actions. This article presents a methodology for monitoring the evolution of the riparian corridor within the framework of a restoration project for a case study that consisted of the removal of a weir in a section of the Lozoya River. This monitoring has been based on quantifying the changes in dendrometric variables (height, diameter and biomass) and dasometric (Fraction of Covered Canopy) from two LiDAR PNOA coverages (years 2010 and 2016) and from the classification of RGB PNOA images. The results show changes in the tree mass associated with natural growth, increasing the number of middle classes in height and diameter trees. Conversely, the FCC has decreased from average values around 60-70% to values between 40-50% as the consequence of the creation of open spaces without vegetation generating a remarkable widening of the active channel. The most relevant changes were observed in a secondary channel places on the right margin and in the areas bordering the water surface closest to the old location of the weir. Finally, the responses of the corridor to the recovery of connectivity were analyzed, in addition to, and the limitations and advantages of using this methodology to analyze the evolution of the riparian corridor after ecological restoration actions.

KEYWORDS: LiDAR, restoration, riparian vegetation, weir removal.

INTRODUCCIÓN

Los corredores riparios desempeñan un papel fundamental en el funcionamiento de los ecosistemas fluviales, actuando como corredores ecológicos entre el ecosistema acuático y el terrestre (Naiman & Décamps, 1997; Naiman et al., 2005), interaccionando con el funcionamiento hidrológico (Décamps et al., 2004; Dixon et al., 2016), proveyendo alimento y refugio a la fauna (Johnson et al., 1997) y aportando un valor cultural a sus espacios (Klein et al., 2015). Su composición, atributos y estructura son indicadores del estado de las zonas ribereñas y sus cauces (Gregory et al., 1991; Naiman et al., 1993). Las perturbaciones naturales, principalmente las avenidas, son la base del mantenimiento de una zona

riparia diversa, por lo que una reducción de su frecuencia e intensidad, asociadas a un régimen hidrológico alterado, produce cambios en la diversidad de hábitats, lo que afecta a su correcto funcionamiento (Ward et al., 2002), siendo la regulación de caudales por presas y embalses la alteración más frecuente.

Además, los bosques de ribera también se ven afectados globalmente por diversas actividades antrópicas, como el cambio de usos en la llanura de inundación, la reforestación de la cuenca vertiente, la entrada de especies exóticas y, más recientemente, el cambio climático (Gordon & Meentemeyer, 2006; Stromberg et al., 2007; González et al., 2010; González del Tánago et al., 2016). En las llanuras aluviales condicionadas por la actividad humana, los corredores riparios se ven limitados a ocupar espacios estrechos, por lo que presentan una alta densidad de vegetación donde la regeneración es escasa (Cordes et al., 1997; Cooper & Andersen 2012) y se favorece el proceso de estabilización y maduración de la vegetación (*vegetation encroachment*) (García de Jalón et al., 2020). En estas zonas, la construcción de estructuras transversales al cauce, como azudes para derivar agua, están muy extendidas, lo que genera una discontinuidad longitudinal en los cauces tanto para la componente biótica (peces y macroinvertebrados) como abiótica (caudales sólidos y líquidos). Aunque sean de pequeño tamaño (altura inferior a 2 m), la presencia de estas estructuras genera cambios en el funcionamiento geomorfológico e hidrológico transversal (Boix-Fayos et al., 2008), así como en la estructura de la vegetación riparia (Göthe et al., 2016).

Una forma de restaurar el buen funcionamiento del ecosistema ripario es eliminando o permeabilizando estas barreras, más aún cuando entran en desuso, con el objetivo de promover los procesos geomorfológicos e hidrológicos naturales, además de favorecer el establecimiento de especies autóctonas pioneras en los espacios perturbados, recuperando los ciclos naturales de sucesión y rejuvenecimiento del corredor (Geerling et al., 2008). La eliminación de pequeños azudes se engloba dentro de las acciones de restauración fluvial, y diversos estudios demuestran una recuperación de la diversidad y heterogeneidad del corredor tras su eliminación (Im et al., 2011; Martínez-Fernández et al., 2017). La monitorización y el seguimiento de la evolución del corredor fluvial tras este tipo de actuaciones de restauración es fundamental para analizar las consecuencias en todos los componentes del ecosistema de manera que sirva de base de conocimiento en otras actuaciones. Por lo tanto, es crucial el diseño de metodologías y protocolos que sirvan a este fin y orienten futuras intervenciones en caso de ser necesarias para alcanzar objetivos establecidos.

Particularmente, para conocer la evolución de la vegetación riparia tras una restauración o para valorar el estado actual en el que se encuentra, se suelen calcular algunos atributos asociados a cualquier masa arbolada mediante la técnica convencional de muestreo de campo. Sin embargo, en los últimos años, los muestreos de campo se han ido complementando con otras tecnologías más novedosas, como la fotogrametría o la teledetección (Huylenbroeck et al., 2021), si bien es cierto que los datos de campo son necesarios para la validación de los datos obtenidos con estas tecnologías mediante métodos estadísticos de regresión (Ortiz-Reyes et al., 2015; Laslier et al., 2019). La teledetección ofrece actualmente productos diversos, y metodologías y técnicas aplicables a la medición dendrométrica y dasométrica de masas arboladas, que complementan a los inventarios tradicionales (Ortiz-Reyes et al., 2015), como es el caso de la tecnología LiDAR (Light Detection And Ranging). Existen sistemas

LiDAR con alta y baja densidad de puntos; así, por ejemplo, el LiDAR-PNOA tiene una densidad baja. Estos sistemas permiten estimar parámetros forestales como el diámetro a la altura del pecho (DAP), y la altura, biomasa y densidad de ramas (Jochem et al., 2011; Moe et al., 2020) con resultados muy precisos (Johansen et al., 2010; Sullivan et al., 2017; Mielcarek et al., 2018; Laslier et al., 2019). Los corredores riparios, a diferencia de otras formaciones boscosas (por ejemplo, repoblaciones de coníferas o masas adhesionadas), presentan una alta complejidad estructural debido a su riqueza de especies y su estructura vertical (Fassnacht et al., 2016). Aun siendo complejo el proceso de obtención de parámetros forestales en estas masas arboladas, en las últimas décadas, se han obtenido datos de interés selvícola y forestal a partir de la teledetección para generar mapas precisos de los atributos de los corredores riparios (Riedler et al., 2015; Michez et al., 2016a, 2016b). Los datos LiDAR en corredores riparios aportan una información muy útil a través del Modelo Digital de Copas (MDC), que describe las alturas del corredor a gran escala (Michez et al., 2014). Por esta razón, la tecnología LiDAR podría contribuir al seguimiento ambiental de los corredores riparios haciendo más eficiente la valoración de los cambios a lo largo del tiempo.

En este contexto, el objetivo de este estudio es valorar la utilidad del uso de la tecnología LiDAR para el seguimiento ambiental de riberas. Particularmente, se estudian los cambios experimentados por un tramo de río sometido a una restauración fluvial –que consistió en la demolición de un azud–, considerando el contexto geomorfológico en el que tiene lugar y analizando su evolución.

En este estudio se evalúan los cambios estructurales del corredor ripario y la evolución geomorfológica entre los años 2009-2016 a través de datos LiDAR, ortofotografías aéreas y trabajo de campo tras la demolición de un azud en el año 2009, para conocer si ha mejorado la conectividad funcional y estructural de la vegetación riparia.

METODOLOGÍA

Zona de estudio

En el tramo de estudio tuvo lugar la demolición de un azud en el año 2009 (ETRS89; UTM30N; X:430.683, Y: 4.530.068) dentro del “Proyecto de mejora de la continuidad longitudinal del cauce del río Lozoya, aguas arriba de la presa de Pinilla, ubicado en el Término Municipal de Pinilla del Valle, Comunidad de Madrid” (figura 1), con los objetivos de mejora de la continuidad longitudinal y la mejora de la composición y estructura de la vegetación de ribera (Infraeco, 2009). Con una cuenca vertiente de 1.265 km², este río nace en el extremo occidental del Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama, a 2.428 m de altitud y desemboca en el río Jarama, a 692 m. La cuenca presenta una pendiente media del 24 % y gran parte de su superficie está ocupada por bosques (CORINE Land Cover, 2012) según el Sistema de Información de Ocupación del Suelo de España (SIOSE), disponible en <https://www.siose.es/>. Su litología está dominada por materiales silíceos, gneises paleozoicos y granitos del Carbonífero que ocupan casi todo el curso del río. La cuenca está influenciada por un clima mediterráneo húmedo y presenta una temperatura media anual de 10,4 °C y una precipitación media anual

de 520 mm. El Lozoya está integrado en el grupo de ríos de media montaña según la clasificación de los ríos ibéricos de Masachs (1948). Está catalogado dentro de los ríos de montaña mediterránea silíceo (código del tramo, ES030MSPF0450010). El régimen de caudales se encuentra regulado en sus tramos medio y bajo por una secuencia de grandes presas. En periodos previos a 1972 presenta un régimen nival, mientras que en los periodos más recientes la tendencia es hacia un régimen pluvial, debido a la pérdida de su máximo absoluto del deshielo (González del Tánago et al., 2016). El caudal medio anual del río según la estación de aforos de Paular (ETRS89; UTM30N; X: 425.430, Y: 4.522.276) es de 1,37 m³/s de 1967 a 2015 y de 4,84 m³/s de la estación de aforo de Pinilla (UTM30; X: 434.830, Y: 4.533.015). El embalse de Pinilla tiene caudales regulados desde 1967 para suministro de agua y generación de energía hidroeléctrica.

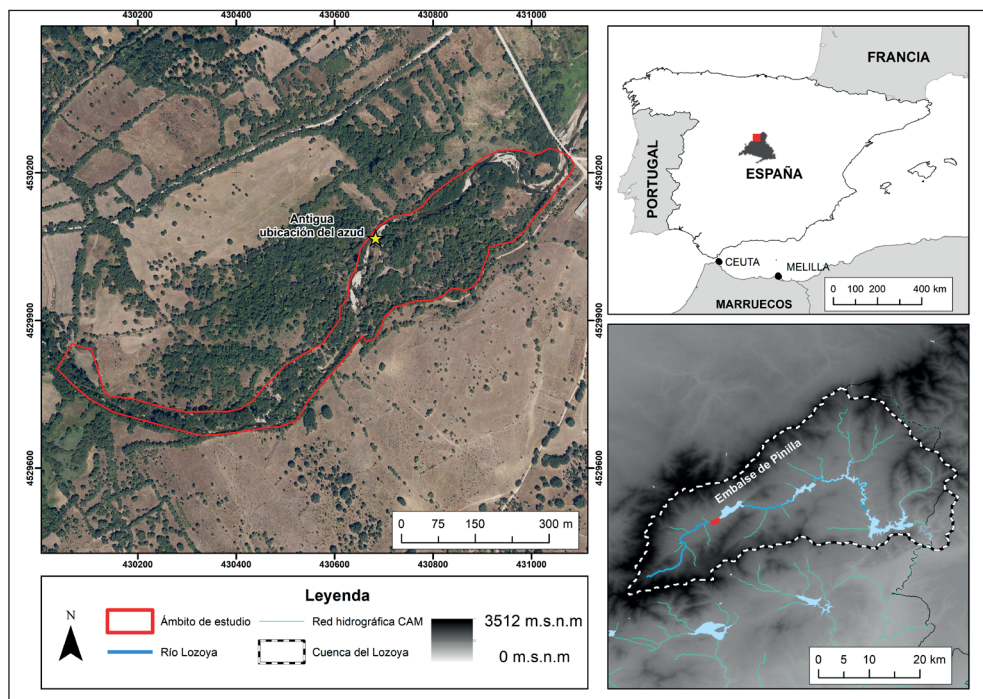


Figura 1. Localización del área de estudio. Ortofoto del PNOA correspondiente al año 2016. Fuente: Instituto Geográfico Nacional.

El tramo de estudio tiene una longitud de 1,4 km y se ubica aguas arriba del embalse de Pinilla, siendo el límite inferior la cola de este embalse. En primer lugar, se digitalizó el cauce, entendiendo por tal la zona funcional que incluye lámina de agua, sedimentos y llanura de inundación del río Lozoya

en el año 1956. La superficie total del polígono generado fue de 11,95 ha y se utilizó como punto de partida para los análisis posteriores.

Caracterización geomorfológica del tramo mediante fotointerpretación

Se analizaron los cambios geomorfológicos de los últimos 60 años mediante la interpretación de ortofotos de los años 1956 (junio), 1980 (junio), 2002 (octubre), 2009 (junio), 2014 (julio) y 2017 (agosto), con un tamaño de píxel de 0,5-1 m para las ortofotos de 1956, 0,25-0,50 m para los vuelos de 1977, 2002, 2009 y 2014 y 0,2-0,35 m para el vuelo más reciente de 2017, disponibles en el Centro Nacional de Información Geográfica de España. Las formas del cauce se digitalizaron manualmente en los seis años para analizar los cambios en la geomorfología del río utilizando como punto de partida el área de ocupación fluvial del año 1956 utilizando ArcGIS (v10.1). Se distinguieron un total de cinco clases: (i) cauce activo (lámina de agua y barras de gravas), (ii) barras de gravas parcialmente vegetadas, (iii) zonas antropizadas (incluyendo sendas, caminos, pistas o cultivos), (iv) zonas parcialmente cubiertas por vegetación leñosa y (v) zonas totalmente cubiertas por vegetación leñosa.

Caracterización de la estructura de la vegetación riparia mediante tecnología LiDAR entre 2010 y 2016

Procesado de datos LiDAR

Los datos LiDAR fueron obtenidos del proyecto PNOA (Plan Nacional de Ortofotografía Aérea). Según esta fuente, se trata de sensores LiDAR aerotransportados, que obtienen una nube de puntos con una densidad de 0,5 puntos/m² en la primera cobertura y de 0,5-4 puntos/m² en la segunda cobertura, pero existen excepciones en las que la densidad es aún mayor (proyecto PNOA-LiDAR). La nube de puntos correspondiente al año 2010 se realizó con un sensor de frecuencia de escaneo mínima de 70Hz, debiendo alcanzar un mínimo de 40 Hz con un campo de visión transversal (FOV) de 50°, la frecuencia de pulso mínima de 45 kHz, asumiendo un FOV de 50° y un máximo alcance de hasta 3.000 m, cumpliendo una densidad media 0,5 puntos/m². En el caso de la nube de puntos del año 2016, se realizó con una frecuencia de escaneo y pulso igual que en el año 2010, aumentando la densidad media de puntos a 1 punto/m².

Para el tramo de estudio se han empleado los archivos LAZ correspondientes a dos cuadrículas 2 × 2 km de la primera cobertura LiDAR-PNOA (0,5 pto/m²) con fecha de 23/10/2010 y 26/10/2010 (PNOA-2010-LOTE7-CYL-MAD-430-4530 y PNOA-2010-LOTE7-CYL-MAD-430-4532). En relación con la segunda cobertura, se han utilizado cuatro archivos LAZ, ya que la malla de la segunda cobertura en algunas zonas es de 1x1 km (PNOA-2016-MAD-430-4530, PNOA-2016-MAD-430-4531, PNOA-2016-MAD-431-4530 y PNOA-2016-MAD-431-4531) con una densidad de 1 pto/m². Las pasadas de estos vuelos (2.ª cobertura LiDAR-PNOA) se realizaron en septiembre de 2016.

El procesado de las dos nubes de puntos LiDAR (2010 y 2016) se realizó en Global Mapper V.20. (producido por Blue Marble Geographics Company). Para ello, se realizó un filtrado de puntos

(mediante la herramienta Filter LiDAR Data), que incluía en primer lugar los clasificados como suelo. A partir de los puntos clasificados como suelo se generó (mediante el método *Binning* con la opción del mínimo valor) el Modelo Digital de Elevaciones (MDE) con el objetivo de normalizar la nube de puntos, y se obtuvieron las cotas del terreno. A continuación, se incluyeron los puntos clasificados como suelo más vegetación y se generó el Modelo Digital de Superficies (DSM) mediante el método de *Binning* (con la opción del máximo valor). La diferencia entre ambos modelos (DSM-MDE) tiene como resultado el Modelo Digital de Superficies Normalizadas (MDSn). El MDE se generó para el año 2010 y 2016 con el mismo tamaño de píxel, reduciendo la resolución del año 2016 para igualarla en ambas fechas, al igual que en el caso del DSM. El tamaño del píxel de la capa resultante (MDSn) fue de 1,55 m de paso de malla (2,4 m²).

Estimación de variables dendrométricas y dasométricas de la vegetación riparia

En primer lugar, se realizó la clasificación de las manchas de vegetación en las imágenes con el fin de conocer las clases de cobertura presentes y se diferenció entre vegetación leñosa y otras coberturas, delimitando los contornos de copa. El cálculo de los datos de altura del dosel únicamente se realizó para las manchas con presencia de vegetación media y alta (superior a 1,5 m de altura).

Para ello, se utilizó el complemento SCP (Semi-Automatic Classification Plugin) en el *software* QGIS 3.2.3. (Quantum GIS Development Team 2018). Esta clasificación semiautomática o supervisada cataloga las imágenes según su firma espectral mediante un entrenamiento automático utilizando regiones de interés (ROI) y ha sido validada mediante el coeficiente Kappa (Cohen, 1960).

La clasificación se obtuvo a partir de las ortofotos del PNOA (años 2009 y 2017), que contienen tres bandas (rojo, verde y azul), junto con imágenes de satélite multispectrales que contienen la banda del infrarrojo, concretamente Sentinel 2 para agosto de 2017 y Landsat 7 para agosto de 2009. Con el objetivo de mejorar la clasificación de las imágenes, se calculó el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada, o NDVI (Rouse et al, 1974), gracias a la incorporación de las imágenes multispectrales.

Para la realización del entrenamiento previo a la clasificación (mediante ROI, algoritmo de región incremental obtenido de manera automática), se han definido un total de 4 clases y 22 subclases representativas de la zona analizada. El resultado final es una clasificación de las coberturas en cuatro clases: suelo desnudo (referidos a cualquier superficie carente de vegetación), agua, vegetación (vegetación leñosa, ya sea arbustiva o arbórea) y pastizal (figura 2). Las subclases se emplean para el entrenamiento; por ejemplo, son áreas ocupadas por vegetación leñosa (clase vegetación) y sirven para mejorar el clasificador (valores espectrales de la imagen), de manera que los conjuntos de entrenamiento de cada subclase forman las clases.

En segundo lugar, para la obtención de árbol individual a partir del MDSn se empleó la delimitación de su copa sobre la base de la segmentación de cuencas por morfología matemática (Beucher & Meyer, 2018). Para obtener la cuenca de cada árbol, fue necesario calcular la inversa de la MDSn, lo que generó como capa resultante el MDSn'. A partir del MDSn' se calculó la dirección de flujo y el flujo acumulado, como pasos previos a obtener las cuencas del dosel arbóreo. A partir de estas cuencas se obtuvieron los contornos de copa mediante la intersección de las cuencas con la clasificación de

imágenes supervisada. La capa resultante se corresponde con los contornos de copa individualizados. Finalmente, se extraen los datos de tipo ráster sobre la base de las geometrías de cuenca y se obtiene el máximo valor que alberga cada contorno, que se corresponde con la altura para cada árbol así segmentado (figura 2). Únicamente se incluyeron aquellos pies con altura mayor de 1,5 m siguiendo a diferentes autores (Michez et al., 2013).

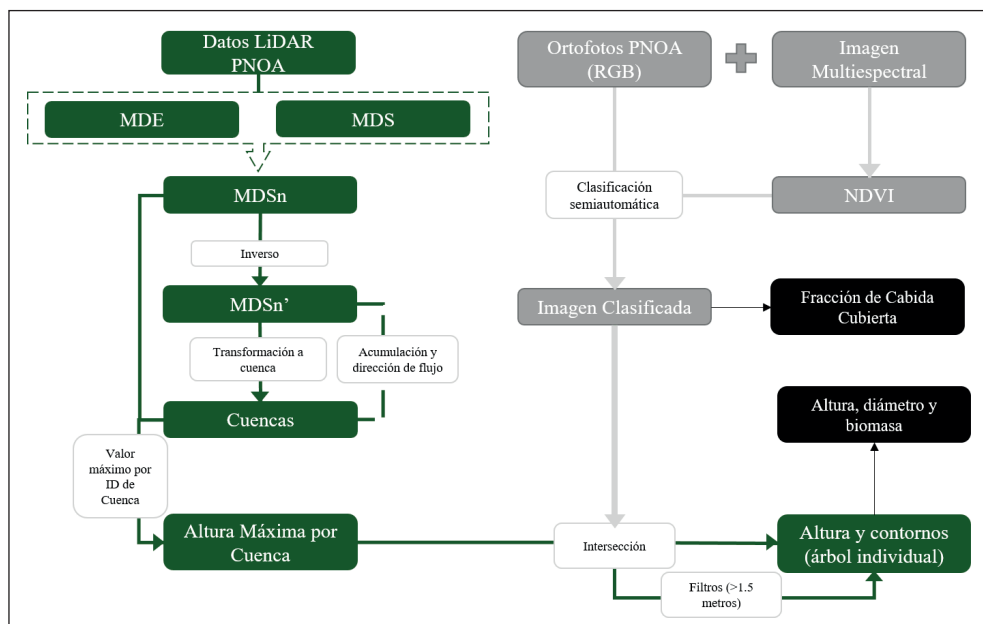


Figura 2. Metodología propuesta para la obtención de las alturas y el contorno de copa individual.

Por último, y una vez obtenidas las alturas de los árboles individuales, en función de la altura de los árboles derivada de la segmentación y del MDSn, se estimaron el diámetro a la altura del pecho (DAP, cm) y la biomasa (kg/m^2). Además, a partir de la imagen clasificada se estimó la fracción de cobida cubierta (FCC en porcentaje) como parámetro dasométrico de espesura.

El DAP se estimó a partir de la relación obtenida entre la altura y el diámetro de individuos medidos en campo (figura 3) y considerando una masa riparia arbórea mixta ($R^2 = 0,77$). En el caso de la biomasa, se estimó a partir de la ecuación de Tealdi et al. (2010), que relaciona la biomasa aérea con las características geométricas de los arboles:

$$V = \frac{n_v \cdot \rho_v \cdot H \cdot \pi \cdot D^2}{4} \text{ tn}/\text{m}^2 \quad (\text{Eq. 1})$$

Donde n_v es el número de ramas por superficie, ρ_v es la densidad de madera, H es la altura del árbol y D es el diámetro a la altura del pecho (DAP). En referencia a n_v se estima en 0,46 ramas/m² de acuerdo con Rodríguez-González et al. (2010). Por otro lado, ρ_v para masas mixtas riparias se estima en 0,725 tn/m³ (Wangaard, 1979).

La FCC se obtuvo a partir de una malla regular de 10 × 10 m de tamaño, donde se calculó la superficie total clasificada como vegetación frente a la superficie total del píxel, obteniendo la FCC en porcentaje de cada celda.

$$FCC (\%) = \frac{S_{pixel} - S_{classveg}}{S_{pixel}} * 100 \quad (\text{Eq. 2})$$

Donde s_{pixel} es la superficie del píxel en m² y $s_{classveg}$ es la superficie clasificada como vegetación en m².

Validación de variables dendrométricas y dasométricas

La información obtenida a partir de LiDAR y el procesamiento según la metodología expuesta fue validada con mediciones en campo. Se muestrearon cinco parcelas circulares de radio 15 metros (n=54 individuos) en la zona de estudio, donde se midieron mediante telémetro láser (TruPulse 200B) y forcípula de brazo móvil las alturas y los diámetros a la altura del pecho (h=1,3 metros) de todos los individuos ubicados en el interior de la parcela circular. Estos datos de campo servirán para conocer el grado de correlación entre las variables obtenidas a partir de la nube de puntos LiDAR y los datos medidos en campo.

La clasificación automática realizada mediante el *plugin* SCP en QGIS fue validada mediante una evaluación de exactitud utilizando el coeficiente Kappa (Cohen, 1960), con el objetivo de conocer el error entre los entrenamientos y la clasificación final.

RESULTADOS

Validación de la clasificación automática de coberturas y de variables dendrométricas y dasométricas

Tras realizar la clasificación automática de coberturas, el coeficiente Kappa resultante es de 0,94 y 0,89 para los años 2009 y 2017 respectivamente, lo que se considera aceptable. Respecto a la elevación de los ejemplares de la parcela medidos en campo en comparación con los datos obtenidos a partir de la nube de puntos LiDAR (MDSn), la regresión tuvo un R² de 0,96 y un RMSE de 0,77 m (figura 3), con una diferencia media de 77 cm entre la altura de los árboles medida a partir del telémetro láser y la elevación LiDAR. Por lo tanto, las alturas calculadas a partir de la nube de puntos LiDAR son consideradas lo suficientemente precisas para el propósito del presente estudio.

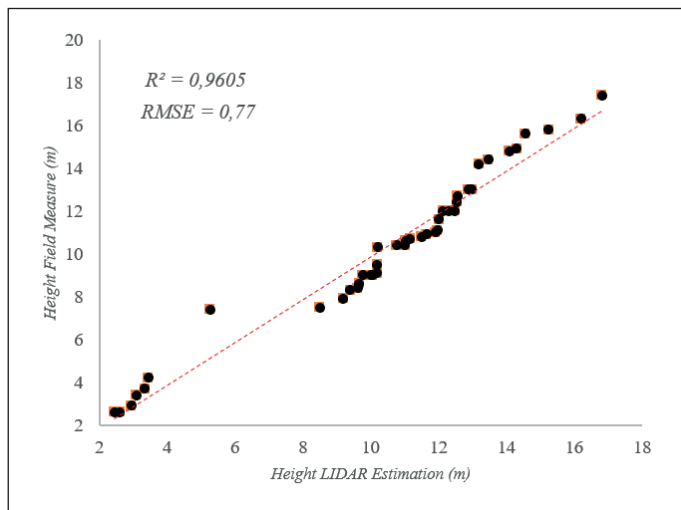


Figura 3. Relación de la variable altura de árbol obtenida en campo (observado) frente a la altura obtenida con LiDAR (predicho).

Evolución de las cubiertas del cauce en las últimas décadas (1956-2017)

La trayectoria evolutiva del cauce del río Lozoya y su estructura a partir de cinco clases de coberturas se expone en la figura 4. En el año 1956, la superficie de cauce activo y barras parcialmente vegetadas era mayor que en los años posteriores, en torno al 25 % (2,92 ha) de la superficie total. En el año 1977, la ortofoto muestra una superficie grande ocupada por el embalse de Pinilla debido a que en ese año se encontraba muy próximo al límite de su capacidad; aun así, la superficie vegetada, al igual que en el año 1956, era inferior al 50 % (5,24 ha) de la superficie total. Entre los años 1977 y 2002 se produjo un aumento considerable del área vegetada en detrimento del cauce activo y las barras parcialmente vegetadas, pasando de 5,24 ha de zonas cubiertas por vegetación leñosa en 1977 a 7,62 en 2002 (figura 4).

En el año correspondiente al inicio del proyecto de demolición (año 2009), la situación del corredor era muy similar a la de siete años atrás (2002), cuando las zonas totalmente vegetadas por vegetación leñosa ocupaban más del 60 % (7,95 ha) de la superficie de influencia fluvial. En torno al 15 % (1,66 ha) estaba ocupado por espacios de vegetación escasa, un 20 % (2,13 ha) de cauce activo y no se encontraron barras de gravas parcialmente vegetadas. Tras la demolición del azud, en el año 2014 se observan cambios en las formas del cauce: aumentan ligeramente las superficies parcialmente vegetadas, aparecen nuevas zonas de colonización, tanto barras de gravas desnudas como parcialmente vegetadas (5 %) en las zonas próximas al cauce, que pasan de 0 en 2009 a 0,41 ha en 2014. Finalmente, analizando la ortofotografía más actual (2017), se aprecia un ligero aumento de las superficies tanto parcial como totalmente vegetadas, mientras que el resto de las formas se mantienen constantes

durante los tres años de transición. Cabe destacar que desde el año 2009 se observa una heterogeneidad mayor en las formas, apareciendo nuevos espacios abiertos en los tramos próximos al cauce activo, que es la zona donde más patentes son los cambios inducidos por la recuperación de la conectividad.

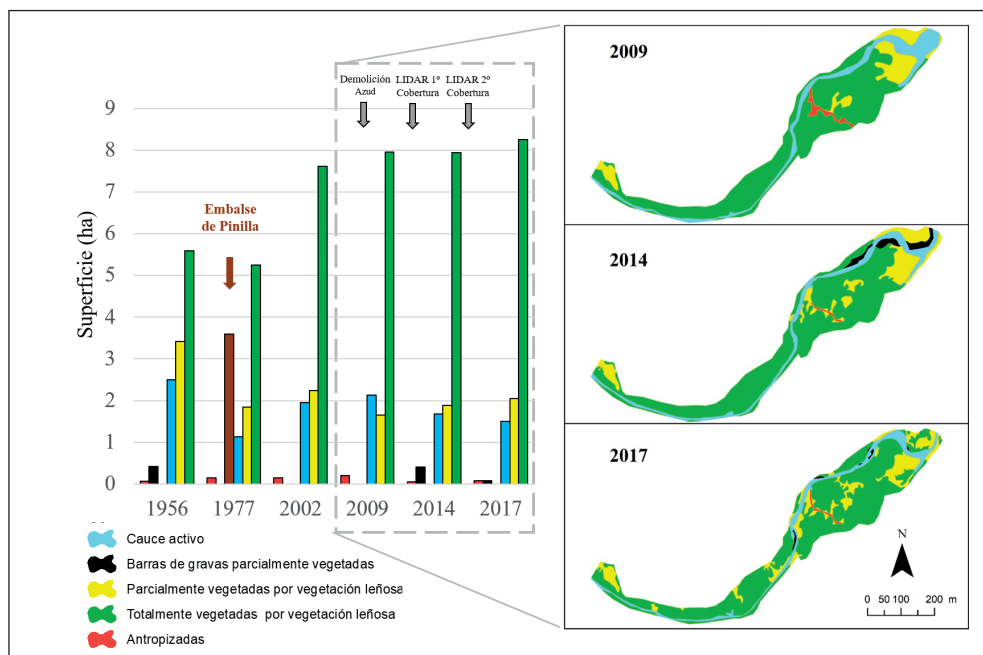


Figura 4. Evolución de las clases de cubiertas consideradas en las ortofotos (1956, 1977, 2002, 2009, 2014, 2017) en el tramo de estudio. La barra marrón en el año 1977 se corresponde con la lámina de agua del embalse de Pinilla.

Evolución de la vegetación mediante LiDAR (2010-2016)

Los cambios obtenidos en las variables dendrométricas (altura, DAP y biomasa) siguen una tendencia común de aumento tras la eliminación del azud según sus valores medios expuestos en la tabla 1. Sin embargo, en el caso de la FCC, se observa un descenso importante de la cobertura vegetal arbórea media tras la restauración y un aumento de la amplitud de los porcentajes de cobertura (tabla 1). Este descenso de cobertura contrasta con el aumento de pies arbóreos ($n=956$ en el año 2010 a $n=1.018$ en el año 2016), que podría ser debido al incremento de crecimiento vegetativo, así como al regenerado de nuevos individuos gracias a la apertura de nuevos espacios que fomenta esa restauración, más que a un incremento de superficie arbórea dado el reducido aumento que se muestra en la figura 4.

Tabla 1. Resultados de las variables dendrométricas y dasométricas medidas en 2010 y 2016.

*El número de pies totales es en valor absoluto, no se corresponde con la media ni la SD (desviación típica).

Variable	2010 (media \pm SD)	2016 (media \pm SD)
Altura (m)	10,37 \pm 4,01	11,07 \pm 3,33
DAP(cm)	30,44 \pm 16,68	33,21 \pm 15,69
FCC (%)	67,05 \pm 26,62	42,34 \pm 28,42
Biomasa (tn/m ²)	0,35 \pm 0,63	0,42 \pm 0,49
Densidad (pies/ha)	75,20 \pm 80,40	79,25 \pm 83,35
Número de pies totales*	956	1018

En cuanto a la evolución de la distribución de alturas, se observa un aumento del número de ejemplares de las clases de altura intermedia, particularmente de la clase 10-15 m (figura 5A). Tras la restauración, el número de pies menores con una altura inferior a 10 m ha disminuido, al igual que los ejemplares de mayor tamaño (aquellos superiores a 15 m). En el caso de las clases diamétricas (figura 5B), se ve un aumento del número de individuos con diámetros comprendidos entre los 20 y 60 cm, que probablemente haya sido favorecido por el crecimiento de los individuos de la clase diamétrica más pequeña en este periodo. Por el contrario, el número de ejemplares pertenecientes a la clase diamétrica menor (<20 cm) ha disminuido (\approx 150 individuos), al igual que el de los árboles de mayor clase diamétrica tras la demolición del azud. En referencia a la biomasa, se ha observado una reducción considerable de las aportaciones de biomasa de los pies de menor tamaño, que se ha compensado con el aumento de las toneladas obtenidas en los pies medianos (figura 5C).

La FCC es la variable que presenta un cambio más destacado (figura 5D). En el año 2010, las áreas de coberturas superiores al 60 % dominaban el corredor ripario, mientras que, tras la restauración, la apertura de espacios libres ha propiciado que sean más frecuentes áreas con coberturas por debajo del 60 %, siendo dominante un valor por debajo del 20 %.

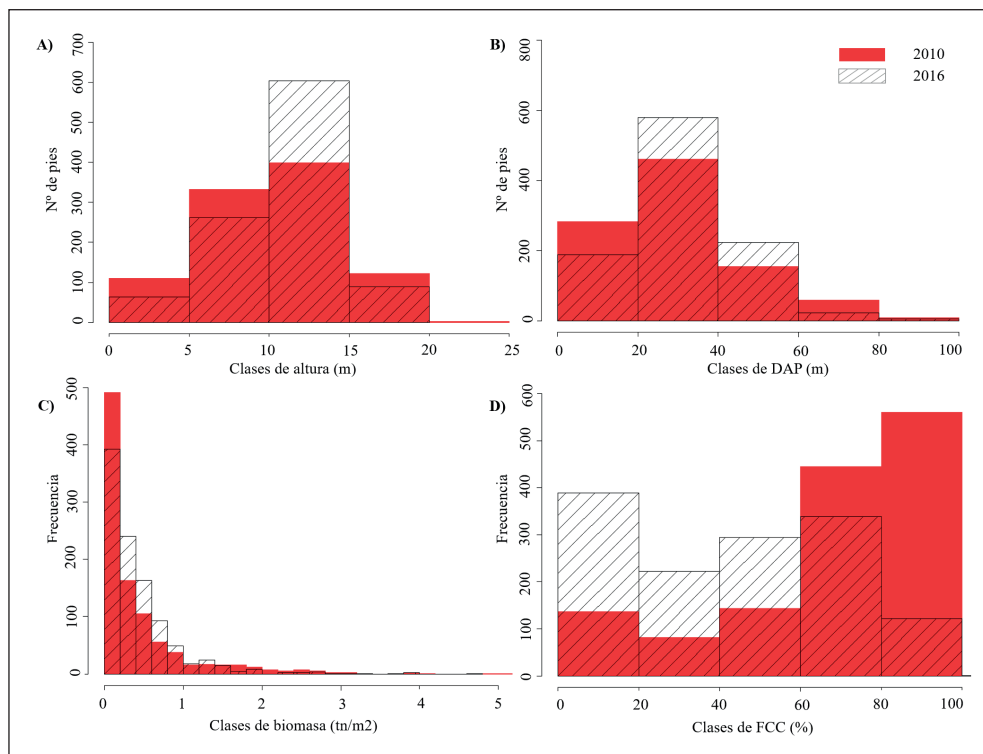


Figura 5. Distribución de frecuencias superpuestas (tramas diagonales año 2016, rojo 2010) de las variables A) altura, B) diámetros, C) FCC y D) biomasa en el tramo de estudio para los años 2010 y 2016.

La distribución espacial de los cambios en el tramo proporciona un resultado visual que permite comprender mejor la dimensión de los cambios propiciados por la eliminación del azud en 2009 (figura 6). La magnitud de las alturas, los diámetros y la biomasa ha disminuido en la margen derecha de la parte final del tramo de estudio, además de en la zona próxima al cauce donde se ubicaba el azud (figura 6A- F, recuadros discontinuos 1 y 2).

Por otro lado, en la parte inicial del tramo, más confinado y denso, no se han observado cambios relevantes en la vegetación, salvo el crecimiento natural de la masa tras los seis años analizados. Pero si analizamos la distribución espacial de la espesura medida en la FCC, se observa una clara disminución de esta en la mayoría del tramo estudiado, más apreciable en la zona próxima al azud, donde la apertura de espacios y la aparición de bancos de gravas ha propiciado una disminución de la espesura en ambas márgenes (ver figura 6G-H, recuadro discontinuo 3).

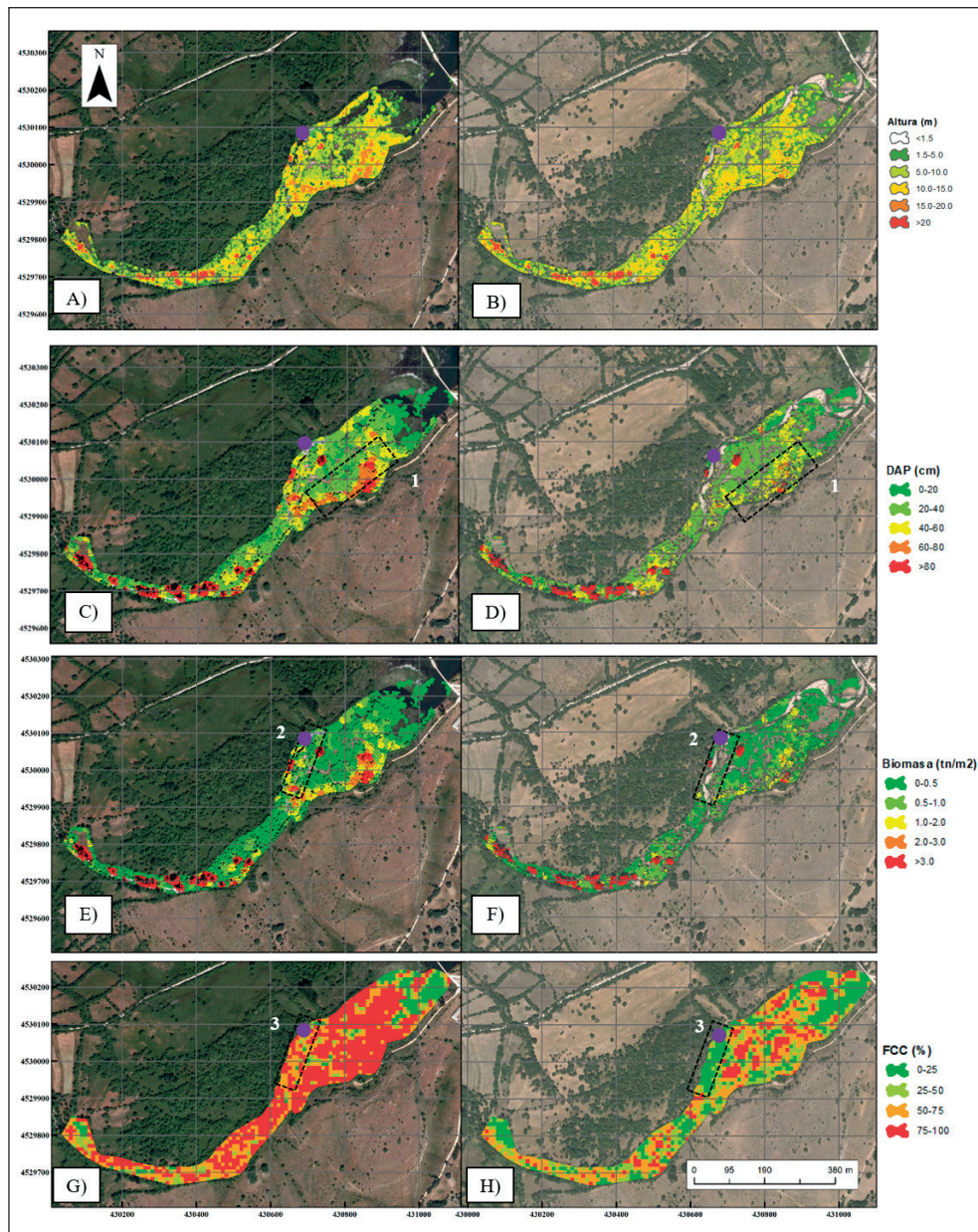


Figura 6. Representación espacial de la evolución de las variables desde 2010 (izquierda) a 2016 (derecha): A y B altura, C y D diámetros, E y F biomasa, y G y H FCC. Las líneas discontinuas negras (1, 2 y 3) muestran las zonas donde los cambios son más apreciables según las variables calculadas. El punto morado indica la antigua ubicación del azul.

DISCUSIÓN

Cambios en las cubiertas y evolución del corredor ripario

La demolición del azud ha tenido un efecto positivo con un aumento del dinamismo geomorfológico en el tramo afectado según los resultados de este estudio. Las presas y los pequeños azudes generalmente captan y almacenan sedimentos, provocando a menudo un desequilibrio en el balance líquido-sólido aguas abajo (Williams & Wolman, 1984). Al demoler dichas presas o azudes se produce, entre otros procesos, un aumento de la deposición de sedimentos, lo que propicia el incremento de zonas susceptibles de colonización por parte de la vegetación pionera (Shafroth et al., 2002), entre la que destacan principalmente chopos y sauces.

Los pequeños azudes o grandes presas no generan únicamente efectos sobre el balance líquido-sólido, también transforman la superficie y la anchura del cauce activo, modifican la granulometría, reducen las migraciones laterales de sedimentos, fomentan los procesos de incisión del cauce e inducen a la formación de corredores más densos y estrechos (Boix-Fayos et al., 2007; Bombino et al., 2008; Halifa et al., 2019; García de Jalón et al., 2020). La demolición del pequeño azud del río Lozoya ha originado un aumento de las zonas de cauce activo aguas arriba y aguas abajo del azud (figura 4). Al igual que en otros trabajos, destaca el aumento de dinamismo y la capacidad erosiva lateral en los primeros años después de la actuación (Poepl et al., 2015; Gilet et al., 2021). En cuanto a la cuenca, cabe destacar que se trata de un espacio poco alterado por la acción humana; aun así, la superficie forestal ha aumentado desde 1950, cuando se impulsaron planes de reforestación en la Comunidad de Madrid (García & de Desarrollo, 2011), aumentando la estabilidad de los suelos, disminuyendo los procesos erosivos en laderas y perdiendo parte de la conectividad entre las vertientes y el cauce (Boix-Fayos et al., 2007).

En este tramo de estudio, el aumento de barras de gravas y la pérdida de FCC inducidos por la eliminación del azud y, posiblemente, la ocurrencia de caudales suficientemente altos propiciaron la aparición local de nuevas zonas potenciales para la colonización vegetal.

La dinámica de la vegetación riparia tiende hacia un desarrollo funcional y estructural más complejo, un corredor maduro (Corenblit et al., 2014). En las últimas décadas, la reducción de la magnitud de las avenidas ha propiciado la estabilización de la vegetación de ribera, generando un estrechamiento del cauce y limitando el reclutamiento ante la poca disponibilidad de espacios abiertos para especies pioneras (Webb & Leake, 2006; Rivaes et al., 2014). La demolición del azud de Pinilla ha permitido aumentar de manera localizada el dinamismo, produciéndose una apertura de espacios expuestos a la luz, y un aumento de la disponibilidad de barras de gravas colonizables. Efectos similares de incremento notable del dinamismo debido a la demolición de azudes, así como debido a la eliminación o el retanqueo de construcciones laterales como motas y escolleras, han sido encontrados por otros autores (Rohde et al., 2005; González et al., 2015; Martínez-Fernández et al., 2017). Por otro lado, la masa arbolada ubicada en las márgenes más próximas al cauce activo también se ha visto alterada, lo que ha posibilitado la recuperación de fases iniciales de las etapas sucesionales de la vegetación de ribera.

Uso de LiDAR e imágenes para monitorizar corredores riparios

En los últimos años, el análisis de los corredores riparios ha experimentado cambios sustanciales debido a la evolución de las imágenes, los datos, las herramientas SIG y las tecnologías espaciales (Johansen et al., 2007; Tormos et al., 2011; Fernandes et al., 2013).

Los resultados muestran que la metodología empleada, utilizando tecnología LiDAR del PNOA, clasificación supervisada de imagen y sistemas de información geográfica, es eficaz en la monitorización, así como en la búsqueda de cambios en el corredor ripario. Actualmente, son escasos los estudios que analizan la evolución del corredor ripario mediante comparación de dos vuelos LiDAR (Brousse et al., 2021), aunque existen muchos estudios sobre el mapeo de variables asociadas al corredor (Dilts et al., 2010; Johansen et al., 2010; Guo et al., 2017; Laslier et al., 2019) y el monitoreo de grandes superficies riparias mediante LiDAR y fotogrametría (Michez et al., 2017).

La utilización de datos LiDAR ha resultado ser muy eficiente en la valoración del cambio ocurrido en el tramo de estudio tras la demolición del azud. Afortunadamente, la práctica coincidencia en el tiempo de la demolición con el vuelo que tomó los datos de 2010 permite disponer de los datos necesarios para saber cómo eran el terreno y la estructura de la vegetación en ese momento. Una frecuencia de vuelo más elevada, como pudiera ser una frecuencia al menos anual, haría posible este tipo de análisis en otros lugares donde las actuaciones de restauración o las presiones existentes tengan lugar en otros momentos al aumentar la probabilidad de que el vuelo LiDAR capte el cambio y posibilite una monitorización continua en el tiempo que permitiría seguir en detalle la evolución del sistema fluvial. Por ejemplo, si la demolición del azud hubiese tenido lugar unos años antes, este análisis no habría tenido el mismo valor; o bien, si entre los dos vuelos hubiese tenido lugar otra intervención, no habría sido posible separar los efectos. Asimismo, un aumento de la densidad de puntos proporcionaría un modelo más cercano a la realidad. Actualmente, se recomienda que para la detección y el análisis a escala de árbol individual, las nubes de puntos contengan al menos 2 ptos/m² (Latella et al., 2021), aunque existen estudios que muestran la posibilidad de obtener resultados de árbol individual de buena precisión con densidades de puntos menores (Goodwin et al., 2006; Wu et al., 2016; Ma et al., 2017), así como estudios que demuestran que el aumento de la densidad de puntos a partir de 2 ptos/m² no mejora sustancialmente los resultados (Jakubowski et al., 2013), por lo que es deficiente el balance coste-beneficio del vuelo. La tendencia del proyecto PNOA-LiDAR es ir aumentando esta densidad. En la actualidad, se ha producido un aumento de 0,5 a 1 puntos/m² entre los años 2010 y 2016, aunque hay que tener presente que los tiempos de computación y las tareas de análisis serán más largas y complejas.

Las aplicaciones que el uso de LiDAR tiene en la gestión de recursos naturales y en la monitorización de su evolución tras intervenciones de diversa índole, ya sean presiones o restauración, son muy numerosas (Dilts et al., 2010; Johansen et al., 2010; Guo et al., 2017; Michez et al., 2017; Laslier et al., 2019; Huylenbroeck et al., 2021) y la previsible mejora en la frecuencia de vuelos así como en las resoluciones espaciales potenciaría enormemente su uso, aumentando notablemente la eficiencia en este tipo de tareas, si bien es cierto que la consideración de datos de campo continuará siendo necesaria como validación de este tipo de técnicas remotas.

Además de la utilidad de la aplicación de LiDAR para este tipo de estudios, en los últimos años la combinación de esta tecnología con las imágenes ópticas multispectrales ha permitido en el ámbito forestal estimar la evolución de variables dendométricas y dasométricas (biomasa, carbono o estructura de la vegetación) y distinción de especies a escala individual (Chasmer et al., 2017; Fang et al., 2018; Dalponte et al., 2019; Naik et al., 2021). Su aplicación para conocer la evolución de los corredores riparios y los efectos en la vegetación bajo escenarios distintos (regulación de caudales, régimen natural, cambio climático o espacios restaurados) podría ser de gran utilidad para la toma de decisiones por parte de los gestores de dichos espacios.

CONCLUSIONES

En este estudio se ha evaluado la utilidad de la tecnología LiDAR para el seguimiento ambiental de un proyecto de restauración ecológica, con un caso de estudio real (la demolición del azud de Pinilla en el río Lozoya).

Los resultados obtenidos muestran un crecimiento general esperado de la masa durante el periodo transcurrido entre los dos vuelos (2010 y 2016) observado en las variables (altura, diámetro, biomasa y densidad), a la vez que se detectan cambios en la distribución de las clases de altura y diámetro, aumentando los pies de tamaños medios y reduciéndose los extremos, tanto menores como mayores. Por otro lado, la FCC ha disminuido considerablemente tras la demolición del azud en las zonas más próximas al cauce principal (zonas más activas) con una apertura importante de nuevos espacios abiertos.

Se ha podido comprobar que la comparación de dos vuelos LiDAR, aunque espaciados en el tiempo, permite analizar de manera eficaz los cambios dendrométricos y dasométricos de la vegetación riparia leñosa, permitiendo valorar los cambios producidos en la estructura del corredor sin disponer de un muestreo de campo previo a la demolición.

La utilización de datos LiDAR de la cobertura de 2016, correspondiente a cinco años anteriores a la toma de datos de campo (año 2021), unido a la densidad de puntos LiDAR disponibles en la actualidad (0,5 puntos/m²), no ha condicionado las correlaciones significativas encontradas para las variables medidas y las obtenidas a partir de la nube de puntos LiDAR. No obstante, es cierto que existen ciertas limitaciones de esta metodología, como la alta densidad de ejemplares en ciertas zonas del corredor (tangencia de copas) que dificultan la obtención de la densidad; el todavía bajo número de puntos por metro cuadrado de los vuelos LiDAR disponibles en el Centro Nacional de Información Geográfica; la dificultad de poder obtener datos mediante LiDAR de las especies arbustivas y, finalmente, las limitaciones temporales en la disponibilidad de coberturas LiDAR.

El ajuste de los datos medidos y estimados avala la calidad de la nube de puntos LiDAR y permite explorar las respuestas del corredor ante actuaciones de mejora de la conectividad longitudinal, tratamientos sobre la masa arbolada, plantaciones y otras actuaciones ligadas a proyectos de restauración. Esta metodología puede suponer una herramienta eficaz y automatizable que permita realizar un seguimiento de las restauraciones acometidas facilitando la tarea a los gestores de estas.

CONTRIBUCIÓN DE LOS AUTORES

DDA concibió la idea con la ayuda de VMF, DDA diseñó la investigación, aplicó las metodologías y obtuvo los resultados, DDA y VMF escribieron el manuscrito con la ayuda de DGJ.

AGRADECIMIENTOS

La participación de Vanesa Martínez Fernández fue financiada a través de un contrato Juan de la Cierva Formación del Ministerio de Ciencia e Innovación.

REFERENCIAS

- Beucher, S. & Meyer, F. (2018). The morphological approach to segmentation: the watershed transformation. En *Mathematical morphology in image processing* (pp. 433-481). <https://doi.org/10.1201/9781482277234>
- Boix-Fayos, C., Barberá, G. G., López-Bermúdez, F., & Castillo, V. M. (2007). Effects of check dams, reforestation and land-use changes on river channel morphology: Case study of the Rogativa catchment (Murcia, Spain). *Geomorphology*, 91(1-2), 103-123. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.003>
- Boix-Fayos, C., de Vente, J., Martínez-Mena, M., Barberá, G. G., & Castillo, V. (2008). The impact of land use change and check-dams on catchment sediment yield. *Hydrological Processes*, 22, 4922-4935. <https://doi.org/10.1002/hyp.7115>
- Bombino, G., Gurnell, A. M., Tamburino, V., Zema, D. A., & Zimbone, S. M. (2008). Sediment size variation in torrents with check dams: effects on riparian vegetation. *Ecological Engineering*, 32(2), 166-177. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2007.10.011>
- Brousse, G., Liébault, F., Arnaud-Fassetta, G., Breilh, B., & Tacon, S. (2021). Gravel replenishment and active-channel widening for braided-river restoration: The case of the Upper Drac River (France). *Science of the Total Environment*, 766, 142517. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142517>
- Chasmer, L. E., Hopkinson, C. D., Petrone, R. M., & Sitar, M. (2017). Using multitemporal and multispectral airborne lidar to assess depth of peat loss and correspondence with a new active normalized burn ratio for wildfires. *Geophysical Research Letters*, 44(23), 11-851. <https://doi.org/10.1002/2017GL075488>
- Cohen, J. (1960). A Coefficient of Agreement for Nominal Scales. *Educational and Psychological Measurement*, 20, 37-46. DOI: 10.1177/001316446002000104
- Cooper, D. J. & Andersen, D.C. (2012). Novel plant communities limit the effects of a managed flood to restore riparian forests along a large regulated river. *River Research and Applications*, 28, 204-215. <https://doi.org/10.1002/rra.1452>

- Cordes, L. D., Hughes, F. M. R., & Getty, M. (1997). Factors affecting the regeneration and distribution of riparian woodlands along a northern prairie river: The Red Deer River, Alberta, Canada. *Journal of Biogeography*, 24, 675-695. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2699.1997.tb00077.x>
- Corenblit, D., Steiger, J., Gonzalez, E., Gurnell, A. M., Charrier, G., Darrozes, J., Dousseau, J., Julien, F., Lambs, L., Larru, S., Roussel, E., Vautier, F., & Voltaire, O. (2014). The biogeomorphological life cycle of poplars during the fluvial biogeomorphological succession: a special focus on *Populus nigra* L. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(4), 546-563. <https://doi.org/10.1002/esp.3515>
- Dalponte, M., Jucker, T., Liu, S., Frizzera, L., & Gianelle, D. (2019). Characterizing forest carbon dynamics using multi-temporal lidar data. *Remote Sensing of Environment*, 224, 412-420. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.02.018>
- Décamps, H., Pinay, G., Naiman, R. J., Petts, G. E., McClain, L. E., Hillbricht-Ilkowska A., Hanley, T. A., Holmes, R. M., Quinn, J., Gibert, J., Planty-Tabacchi, A. M., Schiemer, F., Tabacchi, E., & Zalewski, M. (2004). Riparian zones: where biogeochemistry meets biodiversity in management practice. *Polish Journal of Ecology*, 52(1), 13-18.
- Dilts, T. E., Yang, J., & Weisberg, P. J. (2010). Mapping riparian vegetation with LiDAR data: Predicting plant community distribution using height above river and flood height. *ArcUser Magazine*, invierno, 18-21.
- Dixon, S. J., Sear, D. A., Odoni, N. A., Sykes, T., & Lane, S. N. (2016). The effects of river restoration on catchment scale flood risk and flood hydrology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(7), 997-1008. <https://doi.org/10.1002/esp.3919>
- Fang, F., McNeil, B. E., Warner, T. A., & Maxwell, A. E. (2018). Combining high spatial resolution multi-temporal satellite data with leaf-on LiDAR to enhance tree species discrimination at the crown level. *International Journal of Remote Sensing*, 39(23), 9054-9072. <https://doi.org/10.1080/01431161.2018.1504343>
- Fassnacht, F. E., Latifi, H., Sterenczak, K., Modzelewska, A., Lefsky, M., Waser, L. T., Straub, C., & Ghosh, A. (2016). Review of studies on tree species classification from remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment*, 186, 64-87. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.08.013>
- Fernandes, M. R., Aguiar, F. C., Ferreira, M. T., & Pereira, J. M. C. (2013). Spectral separability of riparian forests from small and medium-sized rivers across a latitudinal gradient using multispectral imagery. *International journal of remote sensing*, 34(7), 2375-2401. <https://doi.org/10.1080/01431161.2012.744491>
- García de Jalón, D., Martínez-Fernández, V., Fazelpoor, K., & González del Tánago, M. (2020). Vegetation encroachment ratios in regulated and non-regulated Mediterranean rivers (Spain): An exploratory overview. *Journal of Hydro-environment Research*, 30, 35-44. <https://doi.org/10.1016/j.jher.2019.11.006>
- García, P. S. & de Desarrollo, J. D. Á. (2011). La repoblación forestal en la Comunidad de Madrid. *Foresta*, 52, 160-165.

- Geerling, G. W., Kater, E., van der Brink, C., Baptist, M. J., Ragas, A. M. J., Smits, A. J. M. (2008). Nature rehabilitation by floodplain excavation: The hydraulic effect of 16 years of sedimentation and vegetation succession along the Waal River, NL. *Geomorphology*, 612(99), 317-328. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.11.011>
- Gilet, L., Gob, F., Vermoux, C., Gautier, E., Thommeret, N., & Jacob-Rousseau, N. (2021). Morpho-sedimentary dynamics associated to dam removal. The Pierre Glissotte dam (central France). *Science of The Total Environment*, 784, 147079. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147079>
- Goodwin, N. R., Coops, N. C., & Culvenor, D. S. (2006). Assessment of forest structure with airborne LiDAR and the effects of platform altitude. *Remote Sensing of Environment*, 103(2), 140-152. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.03.003>
- González del Tánago, M., Martínez-Fernández, V., & García de Jalón, D. (2016). Diagnosing problems produced by flow regulation and other disturbances in Southern European Rivers: The Porma and Curueño Rivers (Duero Basin, NW Spain). *Aquatic sciences*, 78(1), 121-133. <https://doi.org/10.1007/s00027-015-0428-1>
- González, E., González-Sanchis, M., Cabezas, A., Comín, F. A., & Muller, E. (2010). Recent changes in the riparian forest of a large regulated Mediterranean river: implications for management. *Environmental Management*, 45(4), 669-681. <http://dx.doi.org/10.1007/s00267-010-9441-2>
- González, E., Sher, A. A., Tabacchi, E., Poulin, M., Masip, A. (2015). Restoration of riparian vegetation: a review of implementation and evaluation approaches in the international, peer-reviewed literature. *Journal of Environmental Management*, 158, 85-94. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2015.04.033>
- Gordon, E. & Meentemeyer, R. K. (2006). Effects of dam operation and land use on stream channel morphology and riparian vegetation. *Geomorphology*, 82(3-4), 412-429. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.001>
- Göthe, E., Timmermann, A., Januschke, K., & Baatrup-Pedersen, A. (2016). Structural and functional responses of floodplain vegetation to stream ecosystem restoration. *Hydrobiologia*, 769(1), 79-92. <https://doi.org/10.1007/s10750-015-2401-3>
- Gregory, S. V., Swanson, F. J., McKee, W. A., & Cummins, K. W. (1991). An ecosystem perspective of riparian zones, focus on links between land and water. *Bioscience*, 41, 540-551. <https://doi.org/10.2307/1311607>
- Guo, X., Coops, N. C., Tompalski, P., Nielsen, S. E., Bater, C. W., & Stadt, J. J. (2017). Regional mapping of vegetation structure for biodiversity monitoring using airborne LiDAR data. *Ecological informatics*, 38, 50-61. <https://doi.org/10.1016/j.ecoinf.2017.01.005>
- Halifa-Marín, A., Perez-Cutillas, P., Almagro, M., Martínez-Mena, M., & Boix-Fayos, C. (2019). Fluvial geomorphological dynamics and land use changes: impact on the organic carbon stocks of soil and sediment. *Bosque*, 40(1), 3-16. <http://dx.doi.org/10.4067/S0717-92002019000100003>
- Huylenbroeck, L., Latte, N., Lejeune, P., Georges, B., Claessens, H., & Michez, A. (2021). What Factors Shape Spatial Distribution of Biomass in Riparian Forests? Insights from a LiDAR Survey over a Large Area. *Forests*, 12(3), 371. <https://doi.org/10.3390/f12030371>

- Im, D., Kang, H., Kim, K. H., & Choi, S. U. (2011). Changes of river morphology and physical fish habitat following weir removal. *Ecological Engineering*, 37(6), 883-892. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2011.01.005>
- Infraeco (2009). *Proyecto de mejora de la continuidad longitudinal del cauce del río Lozoya, aguas arriba de la presa de Pinilla* (Madrid). 34 pp.
- Jakubowski, M. K., Guo, Q., & Kelly, M. (2013). Tradeoffs between lidar pulse density and forest measurement accuracy. *Remote Sensing of Environment*, 130, 245-253. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.11.024>
- Jochem, A.; Hollaus, M.; Rutzinger, M.; Höfle, B. (2011). Estimation of Aboveground Biomass in Alpine Forests: A Semi-Empirical Approach Considering Canopy Transparency Derived from Airborne LiDAR Data. *Sensors* 2010, 11(1), 278-295. <https://doi.org/10.3390/s110100278>
- Johansen, K., Coops, N. C., Gergel, S. E., & Stange, Y. (2007). Application of high spatial resolution satellite imagery for riparian and forest ecosystem classification. *Remote sensing of Environment*, 110(1), 29-44. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.02.014>
- Johansen, K., Arroyo, L. A., Armston, J., Phinn, S., & Witte, C. (2010). Mapping riparian condition indicators in a sub-tropical savanna environment from discrete return LiDAR data using object-based image analysis. *Ecological Indicators*, 10(4), 796-807. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2010.01.001>
- Johnson, L. B., Richards, C., Host, G. E. & Arthur, J. W., (1997). Landscape influences on water chemistry in Midwestern stream ecosystems. *Freshwater Biology*, 37(1), 193-208. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.1997.d01-539.x>
- Klein, L. R., Hendrix, W. G., Lohr, V. I., Kaytes, J. B., Sayler, R. D., Swanson, M. E., Elliot, W. J., Reganold, J. P. (2015). Linking ecology and aesthetics in sustainable agricultural landscapes: Lessons from the Palouse region of Washington, U.S.A. *Landscape and Urban Planning*, 134, 195-209. <https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2014.10.019>
- Laslier, M., Hubert-Moy, L., & Dufour, S. (2019). Mapping riparian vegetation functions using 3D bispectral LiDAR data. *Water*, 11(3), 483. <https://doi.org/10.3390/w11030483>
- Latella, M., Sola, F., & Camporeale, C. (2021). A Density-Based Algorithm for the Detection of Individual Trees from LiDAR Data. *Remote Sensing*, 13(2), 322. <https://doi.org/10.3390/rs13020322>
- Ma, Q., Su, Y., & Guo, Q. (2017). Comparison of canopy cover estimations from airborne LiDAR, aerial imagery, and satellite imagery. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 10(9), 4225-4236. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2017.2711482>
- Martínez-Fernández, V., González, E., López-Almansa, J. C., González, S. M., & de Jalón, D. G. (2017). Dismantling artificial levees and channel revetments promotes channel widening and regeneration of riparian vegetation over long river segments. *Ecological Engineering*, 108, 132-142. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2017.08.005>
- Masachs, V. (1948). *El régimen de los ríos peninsulares*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto Lucas Mallada de Investigaciones Geológicas.

- Michez, A., Piégay, H., Toromanoff, F., Brogna, D., Bonnet, S., Lejeune, P., & Claessens, H. (2013). LiDAR derived ecological integrity indicators for riparian zones: Application to the Houille river in Southern Belgium/Northern France. *Ecological indicators*, *34*, 627-640. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2013.06.024>
- Michez, A., Piégay, H., Lejeune, P., & Claessens, H. (2014). Characterization of riparian zones in wallonia (Belgium) from local to regional scale using aerial LiDAR data and photogrammetric DSM. *EARSeL eProceedings*, *13*(2). <https://doi.org/10.12760/01-2014-2-06>
- Michez, A., Piégay, H., Jonathan, L., Claessens, H., & Lejeune, P. (2016a). Mapping of riparian invasive species with supervised classification of Unmanned Aerial System (UAS) imagery. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, *44*, 88-94. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2015.06.014>
- Michez, A., Piégay, H., Lisein, J., Claessens, H., & Lejeune, P. (2016b). Classification of riparian forest species and health condition using multi-temporal and hyperspatial imagery from unmanned aerial system. *Environmental monitoring and assessment*, *188*(3), 146. <https://doi.org/10.1007/s10661-015-4996-2>
- Michez, A., Piégay, H., Lejeune, P., & Claessens, H. (2017). Multi-temporal monitoring of a regional riparian buffer network (> 12,000 km) with LiDAR and photogrammetric point clouds. *Journal of environmental management*, *202*, 424-436. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2017.02.034>
- Mielcarek, M., Stereńczak, K., & Khosravipour, A. (2018). Testing and evaluating different LiDAR-derived canopy height model generation methods for tree height estimation. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, *71*, 132-143. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2018.05.002>
- Moe, K. T., Owari, T., Furuya, N., & Hiroshima, T. (2020). Comparing individual tree height information derived from field surveys, LiDAR and UAV-DAP for high-value timber species in Northern Japan. *Forests*, *11*(2), 223. <https://doi.org/10.3390/f11020223>
- Naik, P., Dalponte, M., & Bruzzone, L. (2021). Prediction of Forest Aboveground Biomass Using Multitemporal Multispectral Remote Sensing Data. *Remote Sensing*, *13*(7), 1282. <https://doi.org/10.3390/rs13071282>
- Naiman, R. J., Décamps, H., & Pollock, M. (1993). The role of riparian corridors in maintaining regional biodiversity. *Ecological applications*, *3*(2), 209-212. <https://doi.org/10.2307/1941822>
- Naiman, R. J. & Décamps, H. (1997). The Ecology of Interfaces: Riparian Zones. *Annual review of Ecology and Systematics*, *28*, 621-658. <https://doi.org/10.1146/annurev.ecolsys.28.1.621>
- Naiman, R. J., Décamps, H., & McClain, M. E. (2005). Riparia: Ecology, Conservation, and Management of Streamside Communities. *Elsevier*. [https://doi.org/10.1641/0006-3568\(2006\)56\[353:fl\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1641/0006-3568(2006)56[353:fl]2.0.co;2)
- Ortiz-Reyes, A. D., Valdez-Lazalde, J. R., De-los-Santos-Posadas, H. M., Ángeles-Pérez, G., Paz-Pellat, F., & Martínez-Trinidad, T. (2015). Inventario y cartografía de variables del bosque con datos derivados de LiDAR: comparación de métodos. *Madera y bosques*, *21*(3), 111-128. <https://doi.org/10.21829/myb.2015.213461>

- Poepl, R. E., Keesstra, S. D., & Hein, T. (2015). The geomorphic legacy of small dams – an Austrian study. *Anthropocene*, 10, 43-55.
- Riedler, B., Pernkopf, L., Strasser, T., Lang, S., & Smith, G. (2015). A composite indicator for assessing habitat quality of riparian forests derived from Earth observation data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 37, 114-123. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2014.09.006>
- Rivaes, R. P., Rodríguez-González, P. M., Ferreira, M. T., Pinheiro, A. N., Politti, E., Egger, G., García-Arias, A., & Francés, F. (2014). Modeling the evolution of riparian woodlands facing climate change in three European rivers with contrasting flow regimes. *PLoS One*, 9(10), e110200. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0110200>
- Rodríguez-González, P. M., Stella, J. C., Campelo, F., Ferreira, M. T., & Albuquerque, A. (2010). Subsidy or stress? Tree structure and growth in wetland forests along a hydrological gradient in Southern Europe. *Forest Ecology and Management*, 259(10), 2015-2025. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2010.02.012>
- Rohde, S., Schütz, M., Kienast, F., & Englmaier, P. (2005). River widening: an approach to restoring riparian habitats and plant species. *River Research and Applications* 21(10), 1075-1094. <https://doi.org/10.1002/rra.870>
- Rouse, J. W., Haas, R. H., Schell, J. A., & Deering, D. W. (1974). Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. *NASA special publication*, 351, 309.
- Shafroth, P. B., Friedman, J. M., Auble, G. T., Scott, M. L., & Braatne, J. H. (2002). Potential responses of riparian vegetation to dam removal: dam removal generally causes changes to aspects of the physical environment that influence the establishment and growth of riparian vegetation. *BioScience*, 52(8), 703-712. [https://doi.org/10.1641/0006-3568\(2002\)052\[0703:PRORVT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1641/0006-3568(2002)052[0703:PRORVT]2.0.CO;2)
- Stromberg, J. C., Lite, S. J., Marler, R., Paradzick, C., Shafroth, P. B., Shorrock, D., Jacqueline M. W., & Margaret S. W. (2007). Altered streamflow regimes and invasive plant species: The Tamarix case. *Global Ecology and Biogeography*, 16(3), 381-393. <https://doi.org/10.1111/j.1466-8238.2007.00297.x>
- Sullivan, F. B., Ducey, M. J., Orwig, D. A., Cook, B., & Palace, M. W. (2017). Comparison of lidar and allometry-derived canopy height models in an eastern deciduous forest. *Forest Ecology and Management*, 406, 83-94. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2017.10.005>
- Tealdi, S., Camporeale, C., Perucca, E., & Ridolfi, L. (2010). Longitudinal dispersion in vegetated rivers with stochastic flows. *Advances in Water Resources*, 33, 526-571. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.03.003>
- Tormos, T., Kosuth, P., Durrieu, S., Villeneuve, B., & Wasson, J. G. (2011). Improving the quantification of land cover pressure on stream ecological status at the riparian scale using High Spatial Resolution Imagery. *Physics and Chemistry of the Earth*, 36(12), 549-559. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2010.07.012>
- Wangaard, F. F. (1979). Wood: its structure and properties. *Journal of Educational Modules for Materials Science and Engineering*, 1(3), 437-534.

- Ward, J. V., Robinson, C. T., & Tockner, K. (2002). Applicability of ecological theory to riverine ecosystems. *Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen*, 28(1), 443-450. <https://doi.org/10.1080/03680770.2001.11902621>
- Webb, R. H. & Leake, S. A. (2006). Ground-water surface-water interactions and long-term change in riverine riparian vegetation in the southwestern United States. *Journal of Hydrology*, 320(3-4), 302-323. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.022>
- Wu, Z., Dye, D., Stoker, J., Vogel, J., Velasco, M., & Middleton, B. (2016). Evaluating LiDAR point densities for effective estimation of aboveground biomass. *International Journal of Advanced Remote Sensing and GIS*, 5(1), 1483-1499. <https://doi.org/10.23953/cloud.ijarsg.40>

Cómo citar este artículo:

Díaz Alba, D., Martínez-Fernández, V., & García de Jalón, D. (2021). Seguimiento ambiental en riberas mediante tecnología LiDAR. *Cuadernos de Geografía*, 107, 69-92.
<https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21240>



Este obra está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-SinObraDerivada 4.0 Internacional.

ANDRÉS DÍEZ-HERRERO^a
JUAN ANTONIO BALLESTEROS-CÁNOVAS^b
MAR GÉNOVA^c
RAÚL PÉREZ-LÓPEZ^d
JULIO GARROTE REVILLA^e

CAMBIOS AMBIENTALES DETECTADOS POR DENDROGEOMORFOLOGÍA Y LIQUENOMETRÍA PARA EL ANÁLISIS DE AVENIDAS TORRENCIALES EN SISTEMAS FLUVIALES

RESUMEN

El análisis de la frecuencia y magnitud de las avenidas torrenciales en los sistemas fluviales puede utilizar diferentes fuentes de datos: meteorológicas, hidrológicas, histórico-documentales, geológico-geomorfológicas y botánicas. Entre estas últimas, el potencial de la dendrogeomorfología para la reconstrucción de avenidas en sistemas fluviales torrenciales ha sido ya demostrado en la bibliografía especializada; sin embargo, los estudios que combinan otras técnicas de aproximación como la

a Departamento de Riesgos Geológicos y Cambio Climático, Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC). C/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. andres.diez@igme.es. ORCID 0000-0003-1106-191X.

b Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. C/Serrano 115 bis. 28006 Madrid. juan.ballesteros@mncn.csic.es. <https://orcid.org/0000-0003-4439-397X>.

c Departamento de Sistemas y Recursos Naturales, E.T.S.I. Montes, Forestal y Medio Natural, Universidad Politécnica de Madrid (UPM). C/ José Antonio Nováis 10. 28040 Madrid. mar.genova@upm.es. <https://orcid.org/0000-0003-1944-1888>.

d Departamento de Riesgos Geológicos y Cambio Climático, Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC). C/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. r.perez@igme.es. <https://orcid.org/0000-0002-9132-4806>.

e Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid (UCM). C/ José Antonio Nováis 12. 28040 Madrid. juliog@ucm.es. <https://orcid.org/0000-0002-7727-8014>.

Fecha de recepción: 30-06-2021. Fecha de aceptación: 29-10-2021.

liquenometría son comparativamente menos abundantes; y muy pocos estudios han cuestionado las ventajas y desventajas de aplicación de estas técnicas en estos ambientes fluviales tan particulares. Por ello, en el presente trabajo, además de discutir las ventajas y limitaciones del uso de la dendrogeomorfología y la liquenometría en el análisis de avenidas torrenciales, se muestran ejemplos de aplicación en diferentes sistemas fluviales para disponer de información complementaria e incluso alternativa a las fuentes clásicas.

El fundamento metodológico de las fuentes de datos botánicas se basa en que los cambios ambientales periódicos de carácter estacional generan en la flora una serie de elementos anatómicos que, en el caso de determinadas especies arbustivas y arbóreas en climas de estaciones contrastadas, se manifiestan en secuencias de anillos de crecimiento en raíces, troncos y ramas (estudiadas por la dendrocronología); y en el caso de determinadas especies de líquenes crustáceos, en el crecimiento progresivo de los talos (estudiadas por la liquenometría). Los resultados obtenidos son dataciones de eventos y mediciones de paleoniveles, área inundada, tiempo de permanencia, calados, velocidades y caudales generadores que pueden ser utilizados para el estudio de las avenidas torrenciales, lo que permite mejorar el análisis de frecuencias y la cuantificación de las magnitudes de avenidas pretéritas. Por otro lado, las variaciones interanuales de esos cambios ambientales (secuencias de años secos o húmedos, fríos o cálidos, variaciones en la insolación, plagas y epidemias, interferencia antrópica...) pueden ser una limitación a este uso en el análisis de avenidas, dado que requieren procesos previos de filtrado de la señal climática y ambiental para la identificación de las perturbaciones, mediante el establecimiento de series de referencia o patrón, o el desarrollo de curvas de crecimiento liquenométrico. Sin embargo, las ventajas y aportaciones de estas fuentes de datos y técnicas superan con creces las limitaciones metodológicas, lo que las convierte en un prometedor campo de estudio de los cambios ambientales en los sistemas fluviales.

PALABRAS CLAVE: dendrogeomorfología; liquenometría; sistemas fluviales; avenidas torrenciales; inundaciones; cambios ambientales.

ENVIRONMENTAL CHANGES DETECTED
BY DENDROGEOMORPHOLOGY AND LICHENOMETRY
FOR THE ANALYSIS OF TORRENTIAL AVENUES IN RIVER SYSTEMS

ABSTRACT

Flood frequency analyses rely on different source of data, including botanical records. Among these, the potential of dendrogeomorphology for flash flood reconstruction in torrential river systems has already been demonstrated in the specialized literature; however, studies combining other approximation techniques such as lichenometry are comparatively less abundant; and very few studies have questioned the advantages and disadvantages of applying these techniques in these particular fluvial environments. Here, we discuss the advantages and limitations of the use of Dendrogeomorphology and Lichenometry in the analysis of flash floods. We provide examples of application in different river

systems that show how to overcome the disadvantages and provide complementary and even alternative information to classical sources. The methodological basis of the botanical data sources is based on the periodic environmental changes that condition the growth rate of living trees, manifested in sequence of tree-rings (i.e. studied by Dendrochronology) as well as the growth of several crustaceous lichens' species, manifested in the accumulated centripetal growth of the stems (studied by Lichenometry). These growth sequences can be used for relative and absolute dating of flood events by identifying growth disturbances related to this process. The results obtained are event dating and measurements of palaeo-stage, flooded area, residence time, depths, velocities and generating flows that can be used for the study of flash floods, allowing to improve the analysis of frequencies and the magnitudes of past floods. Yet, several challenges remain when using these approaches. The interannual variations of these environmental changes (sequences of dry or wet, cold or warm years, variations in insolation, plagues and epidemics, anthropic interference...) could limit the use of these sources for analysing flash floods, given that they require prior filtering processes of the climatic and environmental signal for the identification of disturbances, through the establishment of reference or pattern series, or the development of lichenometric growth curves. However, the advantages and contributions of these data sources and techniques far outweigh the methodological limitations, making them a promising field for the study of environmental changes in river systems.

KEYWORDS: dendrogeomorphology; lichenometry; fluvial systems; flash floods; environmental changes.

INTRODUCCIÓN

En los sistemas fluviales naturales, los cambios ambientales tienen lugar con muy diferente frecuencia temporal y magnitud espacial, desde las variaciones infinitesimales del campo de velocidades del flujo acuoso, que se verifican cada segundo en cada punto del cauce fluvial y que afectan a dimensiones milimétricas, hasta las modificaciones geomorfológicas a escala de los valles fluviales, con rangos temporales que abarcan incluso millones de años. Entre ambos extremos se ubican los cambios ambientales con frecuencia temporal anual a secular y que afectan a tramos hecto- a kilométricos de una corriente fluvial, como las crecidas y avenidas extraordinarias del caudal circulante y sus efectos en el sistema fluvial.

Las avenidas torrenciales son flujos superficiales, normalmente bifásicos (agua y sólidos), que circulan como escorrentía concentrada, canalizados por los cauces de sistemas fluviales torrenciales, caracterizados por (Aristizábal et al., 2020): las elevadas pendientes en el perfil longitudinal del lecho; la rapidez de actuación de los factores desencadenantes, como la precipitación de alta intensidad, la fusión nival repentina, los deshielos súbitos o la rotura instantánea de almacenamientos o represamientos, que conllevan bajos tiempos de concentración y viaje de la onda del hidrograma de crecida, inferiores a 6 horas (avenidas súbitas o *flash floods*); un campo de velocidades con fuertes variaciones espacio-temporales y cambios del régimen de flujo entre supercrítico, subcrítico y frecuentes resaltos hidráulicos; y alta capacidad para erosionar, transportar y depositar carga sólida, tanto detrítica inorgánica (sedimento) como orgánica leñosa (troncos, ramas, tallos y raíces). Para el estudio de los cambios extraordinarios en estos sistemas fluviales, como son las avenidas

torrenciales, y para la prevención de los efectos dañinos que producen a la sociedad –frecuentemente con pérdida de vidas humanas e importantes consecuencias económicas (Marchi et al., 2010)–, es fundamental disponer de bases de datos de eventos pretéritos, que nos permitan saber cuál ha sido su frecuencia y magnitud en el pasado, para tratar de inferir cuál puede ser su comportamiento en el futuro. Normalmente, estos catálogos de eventos y desastres pasados proceden de registros documentales (archivos, bibliotecas y hemerotecas) o de series instrumentales sistemáticas de medidas con aparatos (radares meteorológicos, disdrómetros, pluviómetros, estaciones de aforo...) que, en el mejor de los casos, permiten remontarse en el tiempo unas décadas o unos siglos. De ahí que eventos catastróficos del pasado en los sistemas fluviales, pero de muy baja frecuencia de ocurrencia (como avenidas de altos periodos de retorno y elevada magnitud) o alejados de los puntos de control, no queden registrados en las bases de datos instrumentales ni en los registros documentales y por lo tanto estos registros suelen estar sesgados e incompletos espacio-temporalmente. Es necesario extender esas series hacia el pasado y abarcando todo el territorio, tomando información de registros naturales en los que sí hayan quedado registrados esos eventos catastróficos o sus efectos (Díez-Herrero y García, 2016).

Entre los registros naturales donde quedan señalados los cambios ambientales pretéritos asociados a eventos de avenidas torrenciales en sistemas fluviales, que estudia una subdisciplina de las Ciencias de la Tierra llamada “Paleohidrología de inundaciones” o, más correctamente “Hidrología de paleoinundaciones” (Baker, 2008), se encuentran básicamente tres grandes conjuntos de fuentes de datos:

- *Geológico-geomorfológico*, que incluye los registros sedimentológicos (depósitos aluviales en zonas de flujo inefectivo o de alta energía, depósitos lacustres laminados, precipitados travertínicos y espeleotemas, etc.), y las geoformas erosivas (marcas, golpes de gubia, marmitas, canales incididos, etc.) y sedimentarias (canales de avulsión o crecida, barras e islas, lóbulos y cordones de derrame o desbordamiento, etc.).
- *Hidrológico-glaciológico*, que incluye los almacenamientos y flujos de aguas de avenida conservados en ríos, lagos, mares y océanos; y los registros en secuencias de hielo en glaciares y cuevas heladas.
- *Biológico-botánico*, que incluye los registros en las plantas (ecología de formaciones y especies de vegetación de ribera, y dendrocronología de las secuencias de anillos de crecimiento arbóreo y arbustivo) y en otros organismos simbióticos (liquenometría de líquenes crustáceos).

En el presente artículo se hace un repaso teórico y aplicado de las metodologías de estudio, ventajas y limitaciones para la detección de los cambios ambientales en los sistemas fluviales, para dos de las disciplinas que estudian sendos registros naturales aplicados al estudio de las avenidas torrenciales: la dendrogeomorfología y la liquenometría. Todo ello con el objetivo de cubrir la escasez de análisis críticos de estas disciplinas, al menos en la literatura científica en castellano e ilustrados con casos de estudio españoles. Especialmente novedosa es la recopilación de las técnicas liquenométricas aplicadas al estudio de las avenidas torrenciales, ya que no existen muchos trabajos publicados sobre ello, mucho menos en España y además que enumeren las aportaciones e incertidumbres de estas fuentes de datos.

CAMBIOS AMBIENTALES DETECTADOS EN LA BIOTA COMO FUENTE DE DATOS
PARA EL ESTUDIO DE AVENIDAS TORRENCIALES

La detección de cambios ambientales a través de la información derivada de organismos vivos, como lo son las plantas y los líquenes, está basada en su propia condición de organismos sésiles, que los obliga a obtener la energía necesaria para vivir sin poder desplazarse. De hecho, estos organismos son testigos directos de los cambios ambientales que tienen lugar en su biotopo, como lo son los cambios geomorfológicos asociados a eventos extremos (Ballesteros-Cánovas y Stoffel, 2016). La utilización de las tasas de crecimiento anuales de dichos organismos puede ser empleada para la datación absoluta y/o relativa de los depósitos y las formas del terreno asociadas a la ocurrencia de eventos torrenciales en el pasado.

Dendrogeomorfología de inundaciones

La dendrocronología es la disciplina científica que se ocupa del análisis y la datación de los patrones de crecimiento de árboles, arbustos y herbáceas perennes que son capaces de formar anillos de crecimiento anuales o estacionales (Schweingruber, 2012). Especialmente en las zonas templadas del planeta, los cambios estacionales de temperatura y precipitación condicionan la actividad meristemática de las plantas leñosas (Aloni, 2015), favoreciendo la producción diferencial de células de madera temprana (en primavera y comienzos del verano) y células de madera tardía (a finales del verano y principios de otoño). La alternancia de madera temprana y madera tardía produce anillos concéntricos que representa el crecimiento anual/estacional de las plantas leñosas en un determinado lugar.

Aunque el crecimiento anual de las plantas leñosas está condicionado por factores internos (como la genética del individuo y su edad) y externos (como la temperatura, humedad, concentración de CO₂ y características edafológicas), la ocurrencia de procesos naturales como aludes de nieve, avenidas torrenciales o deslizamientos (entre otros) pueden ocasionar daños en la vegetación que quedan registrados en los anillos de crecimiento (Stoffel et al., 2010a y b). Por ejemplo, el material transportado por estos procesos puede generar heridas, romper las ramas, exponer las raíces y enterrar o inclinar los fustes de los árboles que crecen en su zona de influencia. Cada una de estas perturbaciones induce una respuesta fisiológica en el árbol (Ballesteros-Cánovas et al., 2010a y b; Copini et al., 2015), lo que afecta a la tasa de crecimiento interanual. La dendrogeomorfología usa este tipo de perturbaciones en el crecimiento para identificar la ocurrencia de procesos naturales y reconstruir su actividad espacial y temporal (Alestalo, 1971).

En el caso particular de las inundaciones, el uso de las evidencias de origen botánico se remonta a mediados del siglo xx, cuando Robert Sigafos realizó la primera descripción sobre el vínculo existente entre la vegetación ribereña y la frecuencia de las inundaciones a lo largo del río Potomac (Washington, EE. UU.) (Sigafos, 1961 y 1964). En los últimos años, el empleo de las evidencias botánicas en el estudio de inundaciones se ha extendido a otras regiones del mundo, fundamentalmente para (i) entender la variabilidad de los procesos hidrológicos en cuencas de montaña en relación con

el cambio climático (Zaginaev et al., 2019; Ballesteros-Cánovas et al., 2018; Ballesteros-Cánovas et al., 2020; Ferrio et al., 2015; Therrell y Bialecki, 2014); (ii) definir probables escenarios y mejorar el análisis de frecuencia de inundaciones (Bodoque et al., 2020; Ballesteros-Cánovas et al., 2011a, 2016, 2017a y 2017b; Tichavský et al., 2020; Génova et al., 2015, 2018). Hoy en día, las evidencias botánicas son reconocidas como una fuente de información con una gran representatividad espacio-temporal (Diez-Herrero et al., 2013a y b; Bodoque et al., 2015), favorecida por la ubicuidad de la vegetación en zonas de montaña y la precisión anual de los anillos de crecimiento (Ballesteros-Cánovas et al., 2015a; Wilhelm et al., 2018a y 2018b).

Aunque existe una clasificación de evidencias botánicas para el análisis de inundaciones a escala de árbol completo (Diez-Herrero et al., 2007 y 2013a; figura 1), en la práctica se emplean fundamentalmente (figura 2):

- i. *Distribución de especies y edades*: los procesos de sucesión vegetal en el fondo del valle y sobre los depósitos de inundaciones permiten que se pueda usar la edad/especie como *proxy* para delimitar la extensión de eventos pasados y asignar una edad mínima de los depósitos (Génova et al., 2015; Furdada et al., 2020; Fontana et al., 2021). Esta información puede emplearse para mejorar los mapas de peligrosidad de inundación y calibrar la extensión de las zonas afectadas derivada de los modelos hidráulicos.
- ii. *Heridas en los árboles*: los daños en la corteza y tejidos cambiales generados por el impacto de la carga sólida transportada durante un evento de inundación produce heridas visibles en las partes del árbol más expuestas al flujo. Estas heridas generan cambios fisiológicos en la madera para evitar infecciones fúngicas (Shigo, 1984), que implican cambios en la tasa de crecimiento y tipología de células, tales como cambios bruscos en el crecimiento y existencia de tejidos caóticos, alteraciones físicas y químicas y formación de canales resiníferos traumáticos, que dependen de la especie vegetal, la edad y el estado fitosanitario del individuo (Ballesteros-Cánovas et al., 2015a). Los descortezados son considerados como altamente fiables para datar eventos torrenciales, y pueden ser utilizados como indicadores del nivel del agua en estimaciones de caudal circulante. Por lo general, los árboles tienden a cerrar dichas heridas, por lo que pasados unos años no son visibles desde el exterior, con lo que requieren muestreos dirigidos para su identificación.
- iii. *Árboles inclinados*: durante inundaciones torrenciales, el árbol puede deformarse permanentemente si la presión hidrodinámica del flujo excede la elasticidad del fuste y del sistema radicular. Cuando esto ocurre, los árboles tienden a compensar dicha deformación generando madera de reacción (Timell, 1986), que se caracteriza por un crecimiento excéntrico y por cambios físico-químicos a nivel celular. En las coníferas, la madera de reacción se forma en el lado inclinado del tallo y se denomina madera de compresión. Sin embargo, en frondosas la madera de reacción se forma en el lado opuesto y se denomina madera de tensión. El anillo de crecimiento que muestra el inicio de esta respuesta excéntrica se puede usar para fechar el momento en el que ocurrió la inundación torrencial. Aunque los árboles inclinados no definen un nivel del agua alcanzada y por lo tanto no son indicadores de paleonivel, la deformación del fuste se

ha asociado con la energía mínima de la corriente y, por lo tanto, indirectamente con el caudal circulante (Ballesteros-Cánovas et al., 2015c).

- iv. *Árboles enterrados*: el transporte y posterior sedimentación de la carga sólida durante eventos torrenciales posibilita que se puedan encontrar en zonas de baja energía depósitos que están enterrando parcialmente a la vegetación existente. Los efectos y las consecuencias en el crecimiento del enterrado parcial de árboles dependen de distintos factores asociados a la edad del árbol, especies afectadas y profundidad y características edáficas de los depósitos. En algunos casos, el peso añadido de los depósitos torrenciales tiene un efecto en la actividad radicular, inhibiendo la división celular (Nanson & Beach, 1977), lo que se traduce en una reducción significativa de la tasa de crecimiento del árbol (Friedman et al., 2005). A su vez, un depósito de detríticos finos y limos podría reducir el acceso de las raíces al agua disponible y nutrientes (Friedman et al., 2005), aunque depósitos ricos en nutrientes generan respuestas en el crecimiento opuestas (Mayer et al., 2010).
- v. *Árboles con raíces expuestas*: la exposición de raíces ocurre cuando los bancos de orilla son erosionados durante eventos de inundaciones que superan el nivel de cauce lleno (Malik, 2008). Cuando esto ocurre, la raíz queda expuesta a cambios de temperatura más bruscos y a una mayor radiación solar. Esto hace que el crecimiento de la raíz se modifique, lo que genera un crecimiento excéntrico que lleva consigo un decrecimiento del tamaño de las células de la madera temprana y una mayor tasa de crecimiento de la madera tardía. Estos cambios son evidentes a escala macroscópica, aunque la datación precisa puede requerir un análisis microscópico, especialmente en raíces de especies de frondosas o con anillos muy estrechos (Ballesteros-Cánovas et al., 2017b).
- vi. *Árboles en zonas endorreicas*: los árboles que crecen en áreas endorreicas pueden experimentar condiciones anóxicas prolongadas que inhiben el flujo y el transporte de las hormonas de crecimiento (como la auxina) e inducir cambios en la anatomía de la madera (Wertz et al., 2013). Estos cambios anatómicos pueden ser detectados en el registro anual de crecimiento y posibilitar la datación de este tipo de inundaciones.

Una de las mayores limitaciones para la reconstrucción dendrogeomorfológica de avenidas en ambientes fluviales es quizás que las secciones donde existe mayor probabilidad de encontrar evidencia coinciden con los tramos de mayor dinámica hidrogeomorfológica, por lo que en muchas ocasiones es difícil encontrar individuos arbóreos y arbustivos cuya edad se remonte más allá del último evento torrencial de gran magnitud. Este, junto con otros aspectos de las limitaciones de estos métodos en sistemas torrenciales, son descritos con mayor profundidad por Ballesteros-Cánovas et al. (2015a).

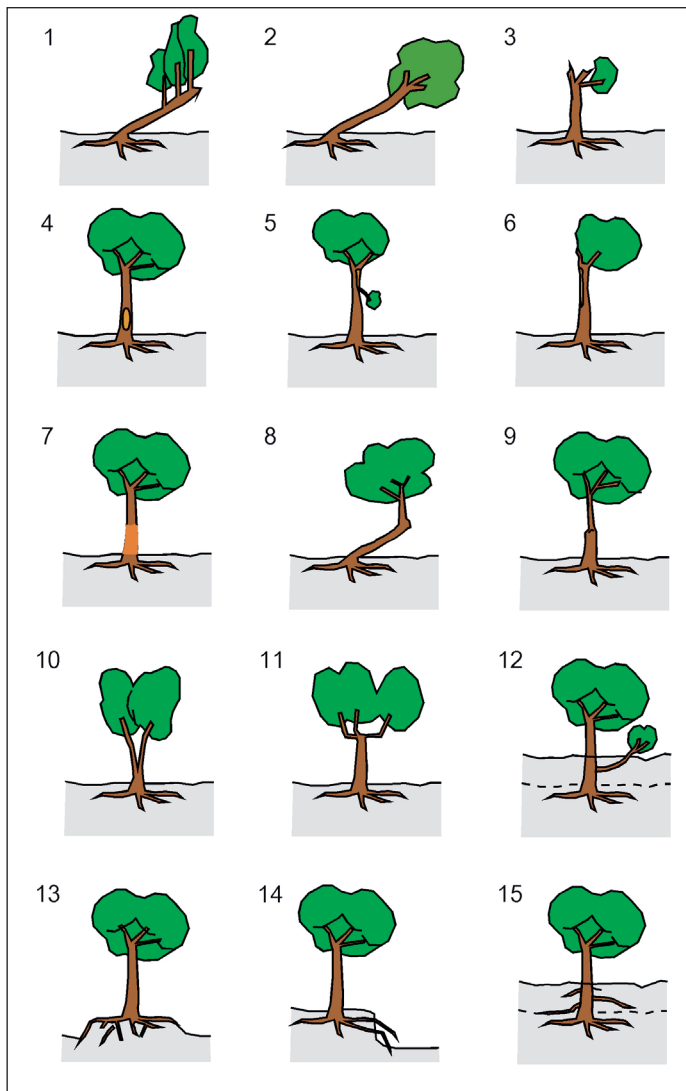


Figura 1. Principales tipos de evidencias dendrogeomorfológicas a escala de árbol completo, por la incidencia de las avenidas e inundaciones en el crecimiento del tronco, raíces o ramas de la vegetación arbórea, utilizadas para datar avenidas del pasado y estimar su magnitud (modificada de Díez-Herrero et al., 2007), representando un árbol: 1, inclinado y con rebrotes verticales; 2, inclinado; 3, decapitado; 4, con herida en la corteza del tronco (descortezado); 5, con arranque de ramas; 6, con pérdida parcial de la copa; 7, con bruñido de la corteza del tronco; 8, con un codo brusco en el tronco; 9, con un estrechamiento brusco del tronco; 10, con un tronco bifurcado; 11, con ramas en candelabro; 12, con enterramiento de ramas; 13, con descalzado del cepellón en pedestal; 14, con raíces expuestas por descalce; y 15, con raíces adventicias tras enterramiento.

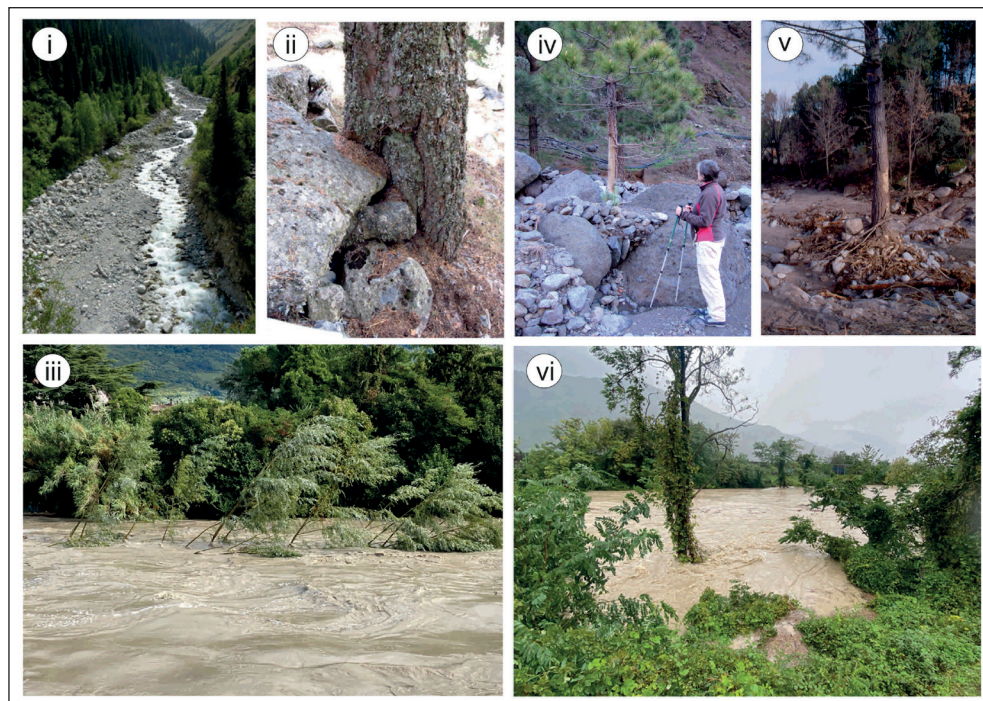


Figura 2. Ejemplos de los principales tipos de evidencias utilizadas en la práctica habitual del empleo de la dendrogeomorfología para el estudio de avenidas torrenciales: (i) distribución de especies y edades; (ii) heridas en los árboles: los daños en la corteza y tejidos cambiales generados por el impacto de la carga sólida; (iii) arboles inclinados; (iv) árboles enterrados; (v) árboles con raíces expuestas; (vi) árboles en zonas endorreicas.

Por lo general, el análisis de los anillos de crecimiento se realiza en testigos extraídos con una barrena de Pressler, aunque en árboles muertos o en raíces también se suelen extraer secciones o cuñas de madera (figura 3). En el muestreo, la selección del árbol es fundamental para minimizar el posible ruido en la señal asociado a otros factores abióticos. El muestreo debe ser dirigido a zonas del cauce que presenten una mayor energía en el flujo (Ballesteros-Cánovas et al., 2016; Génova et al., 2018; Victoriano et al., 2018; Quesada-Román et al., 2020a), recopilando información adicional asociada tanto del árbol (especie, altura, diámetro) como de su posición geomorfológica respecto del cauce. Una vez realizado el muestreo, los testigos y las muestras deben ser preparadas para su análisis, lo que incluye el secado de la madera, su lijado y posterior pulido para una mejor identificación de los anillos de crecimiento. La etapa de análisis conlleva la medición y datación de los anillos por medio del cofechado (Douglass, 1941; Fritts, 1976) y la identificación posterior de las anomalías de crecimiento asociadas a las evidencias reconocidas.

Para que pueda elaborarse una secuencia continua de datos referidos a los anillos de crecimiento, es imprescindible que estos se produzcan de manera regular cada año y que presenten límites definidos. Esto sucede, generalmente, cuando el clima es estacional. Sin embargo, en ocasiones se producen anomalías que conducen a incertidumbres en la datación. Las más habituales suceden, en primer lugar, cuando la formación de la estructura xilemática (madera) se detiene y se reinicia más de una vez al año y se forman complejos de anillos. Estos se denominan anillos falsos, anillos dobles, zonas de crecimiento, anillos intraanuales o anillos con fluctuaciones de densidad intraanual, y se producen, por ejemplo, en climas tropicales con escasa estacionalidad, o por eventos de extrema aridez o heladas tardías, o por defoliaciones originadas por incendios o ataques de patógenos (De Micco et al., 2016). En otros casos se forman anillos incompletos, discontinuos, debido a condiciones de crecimiento extremas, defoliaciones o pérdida parcial de la copa o elevada edad (Schweingruber, 2007) o no se constituyen en absoluto (anillos ausentes). Mientras que los primeros a menudo se pueden cuantificar mediante análisis anatómicos detallados de la madera, los segundos se tratan como características cualitativas o como variables binarias (presente/ausente) que dificultan la datación precisa, pero que también aportan información sobre eventos que afectaron al crecimiento (Bräuning et al., 2016). Existen trabajos específicamente focalizados en la información climática y ecológica que puede obtenerse a partir tanto de los “falsos anillos” (más apropiado denominarlos “fluctuaciones en la densidad de la madera”, IADF) y de los anillos ausentes en la Península Ibérica (Novak et al., 2013, 2016a y 2016b; Zalloni et al., 2016) ¿Cómo solventar estas anomalías en la datación precisa de los anillos de crecimiento? En dendrocronología se utilizan distintas técnicas que, mediante la comparación visual y estadística de los patrones de las secuencias de anillos de diferente origen, permiten asegurar la datación correcta de cada uno de los valores que integran las secuencias. Este complejo proceso, denominado interdatación o datación cruzada, es uno de los pilares o principios de esta disciplina y ya fue reconocido y utilizado por Douglass (1941).

Por lo general, la medición de los anillos se lleva a cabo por medio de mesas de medición o por el análisis de las imágenes escaneadas usando aplicaciones informáticas de procesamiento específico. La cronología de eventos final dependerá del número de anomalías identificadas para cada año, así como del número de muestras analizadas. Para ello, se pueden emplear índices de ponderación y umbrales de detección para aceptar o rechazar la existencia de un evento. En el caso de que las evidencias botánicas definan niveles de aguas o paleonivel (Baker, 2008), las alturas de estas marcas son usadas para calcular indirectamente el caudal necesario para alcanzar dicho nivel usando ecuaciones empíricas o modelos hidráulicos (Benito et al., 2015; Victoriano et al., 2018). Finalmente, los eventos de inundaciones reconstruidos por medio de evidencias botánicas pueden ser incluidos en el análisis de frecuencia (Génova et al., 2015, 2018; Bodoque et al., 2020; Ballesteros-Cánovas & Álvarez-Troncoso, 2021), lo que mejora la estimación de cuartiles y reduce las incertidumbres asociadas.

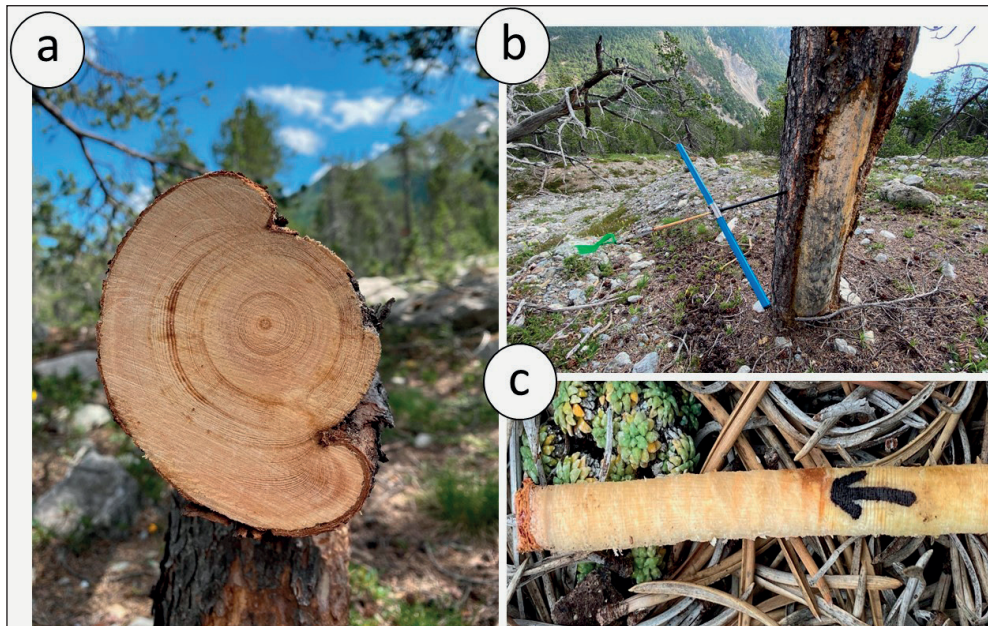


Figura 3. Muestreos dendrocronológicos en un parque nacional suizo: a) Sección transversal de un árbol herido por el impacto de la carga solida durante eventos torrenciales, b) fuste del árbol con barrena de Pressler de un árbol dañado; y c) señal característica de una herida en un testigo extraído con barrena de Pressler.

Fuente: Ballesteros-Cánovas y Álvarez-Troncoso (2021).

Liquenometría en sistemas fluviales

La liquenometría trata del estudio del tiempo de exposición de superficies rocosas a partir de la determinación de la edad de los líquenes que crecen sobre dichas superficies (Innes, 1986). Es por ello que esta técnica de datación a partir del estudio de los líquenes es aplicada en eventos geomorfológicos y de modelado del paisaje (figura 4). Para ello, es necesario determinar en primer lugar la especie de liquen o *liquen reloj* (Pérez-López et al., 2019), generalmente un liquen incrustante que aparece tanto sobre la superficie rocosa que queremos datar como en aquellos elementos utilizados para establecer el crecimiento anual (mm/año). La especie de liquen más utilizada en liquenometría es *Rhizocarpon geographicum* (L.) DC., debido a su amplia distribución en cualquier tipo de clima y sistema, siempre asociado a rocas ácidas y siliciclásticas, así como a sus tasas de crecimiento lentas y constantes (Bradwell & Armstrong, 2006; Armstrong 2016). También se usan otras especies de líquenes sobre rocas básicas, en general sobre calizas y dolomías, como *Aspicilia calcarea* (L.) Körb., y sobre superficies artificiales cementadas, como *Lecanora muralis* (Schreb.) Rabenh. (Pérez-López et al., 2012).



Figura 4. Talos del líquen *Rhizocarpon geographicum* (L.) DC. subsp. *geographicum* medidos con un calibrador digital sobre bloques graníticos de un lóbulo de flujo de derrubios tras una antigua avenida torrencial en la Sierra de Gredos (izquierda) y en la cruz de una sepultura en un cementerio próximo, en la provincia de Ávila (derecha), para el establecimiento de la curva de crecimiento liquenométrico.

Fuente: Díez-Herrero (2021).

Sin embargo, la ausencia de un protocolo ampliamente aceptado por la comunidad geomorfológica en la obtención de edades líquen deja muchas dudas sobre ciertos trabajos y sus resultados (Osborn et al., 2015; Rosenwinkel et al., 2015). En este sentido, uno de los puntos clave en la adecuada utilización de la liquenometría es la correcta determinación de la tasa de crecimiento y su extrapolación hacia atrás en el tiempo. Se recomienda no aplicar la liquenometría en intervalos de tiempo que vayan más allá de la edad del líquen más antiguo conocido de esa especie en las condiciones ambientales de estudio, realizar una estimación de errores de medida y ajustar la curva de crecimiento con varias funciones (Pérez-López et al., 2019).

En cuanto al uso de la liquenometría para el estudio de sistemas fluviales, varios trabajos se han centrado en el estudio de la dinámica fluvial de transporte sedimentario (Gob et al., 2003), estudiando el depósito de grandes bloques; así como los cambios de incisión en cauces encajados en roca (figura 5) mediante el uso de *Rhizocarpon geographicum*; o la edad de las diferentes terrazas fluviales, y determinaron que las últimas correspondían a la Pequeña Edad de Hielo (PEH). En este caso, dichos autores

lograron calibrar una curva de crecimiento hasta 2.000 años atrás, aunque solo los últimos 400 años muestran errores aceptables para poder datar.

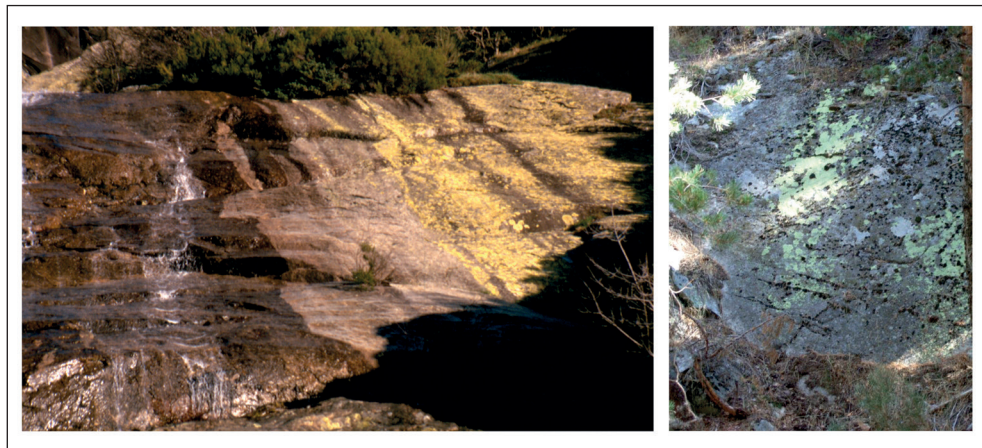


Figura 5. Superficies rocosas cubiertas por talos de líquenes de densidades y tamaños zonados de acuerdo con la frecuencia y magnitud de los eventos de avenida torrencial que las alcanza: lecho del arroyo de El Chorro Grande en Palazuelos de Eresma (izquierda) y margen izquierda del arroyo de Los Puentes en los Montes de Valsaín (derecha); ambas en la provincia de Segovia.

Fuente: Díez-Herrero (2021).

CASOS PRÁCTICOS DE APLICACIÓN

Para ilustrar el uso de la dendrogeomorfología y la liquenometría para el análisis de las avenidas torrenciales se han seleccionado tres casos de estudio en territorio español, escogidos entre los múltiples trabajos publicados con el criterio de que resulten representativos: de las ventajas y limitaciones de estas fuentes de datos y técnicas, y de su grado de utilización a nivel internacional (dos dendrogeomorfológicos puros y uno mixto dendrogeomorfológico-liquenométrico); de diferentes ámbitos geográficos, con dos en zonas de montaña de la Península Ibérica (Sistema Central español y Pirineos) y uno en relieves volcánicos de las islas Canarias y de que aborden diferentes objetivos de análisis, como son la evaluación del riesgo de inundación en una colonia infantil de veraneo, la prevención de daños a infraestructuras de transporte y ocio, y la gestión del uso público en un espacio natural protegido.

Barranco de las Angustias en el P.N. de la Caldera de Taburiente

La Caldera de Taburiente ocupa 4.690 ha del sector centro-septentrional de la isla de La Palma (Islas Canarias), y fue declarada Parque Nacional en el año 1954. Presenta un rango altitudinal entre los 2.426 m s.n.m. del Roque de los Muchachos y los 430 m del fondo del barranco de Las Angustias, a

su salida del Parque Nacional. El estudio dendrogeomorfológico de avenidas torrenciales se centró en un tramo del fondo aluvial-coluvial del barranco de Taburiente, desde la confluencia de sus tributarios (los barrancos Verduras de Alfonso y Cantos de Turugumay), hasta su paso por las inmediaciones del Centro de Servicios del Parque.

Se trata de una llanura aluvial formada por grandes barras de bloques y gravas entre las que discurren uno o varios hilos de corriente, con una terraza baja separada por un escarpe de banco de orilla de unos 2,3 m de altura media. Las barras estabilizadas y las terrazas presentan vegetación arbórea de pino canario (*Pinus canariensis* Chr. Sm. ex DC.) y sauce canario (*Salix canariensis* C. Sm. ex Link). En esta zona convergen buena parte de los senderos más transitados y se encuentra la única zona de acampada autorizada, estimándose una población expuesta anual media en tránsito por el sistema de barrancos en unas 67.000 personas (A. Palomares, com. per.).

En estos barrancos son frecuentes e intensas las avenidas súbitas, las cuales han producido incluso víctimas mortales entre practicantes de senderismo (tres fallecidos en noviembre de 2001); varias situaciones de movilización de medios de protección civil al quedar grupos numerosos de visitantes incomunicados por la inundación (la última el 22 de octubre de 2011); e importantes pérdidas económicas al interferir las avenidas con los proyectos de repoblación de las riberas con especies autóctonas y endemismos (superiores a los 700.000 euros en los últimos años) e infraestructuras (puentes, conducciones de agua, sistemas hidroeléctricos) y las sendas más transitadas.

Ante la imposibilidad de realizar análisis de peligrosidad con métodos hidrológico-hidráulicos convencionales, por no existir estaciones de aforo representativas ni datos pluviométricos con series largas y discriminación espacial y temporal adecuada, se ha recurrido a los métodos dendrogeomorfológicos para la datación de eventos de avenidas. En total se muestrearon 73 ejemplares de *Pinus canariensis* mediante barrena de Pressler y, además, se obtuvieron varias cuñas y secciones discoidales con motosierra mecánica en tres ejemplares muertos y en un resto de madera subfósil localizado en el relleno de la terraza. Al menos se extrajeron, en los árboles afectados (con heridas producidas por la carga sólida transportada durante las riadas y/o con otros daños como desenraizamiento, pérdida de la guía principal, etc.), dos muestras completas por árbol (desde la corteza hasta la médula). Otras muestras se extrajeron cerca de las heridas, de manera que el contraste entre las diversas secuencias de crecimiento permitiera identificar el año en el que se produjo el daño. También se extrajeron muestras de dieciséis árboles no dañados para elaborar una cronología de referencia (Génova et al., 2015).

A partir del análisis de las secuencias de crecimiento en grosor de los árboles afectados se ha podido reconstruir el registro reciente (últimos cincuenta años) de los eventos de avenidas torrenciales que han sufrido estos barrancos. Se han datado sesenta daños en ocho años diferentes, y son especialmente relevantes los producidos en 1962 y 1997, pues se repiten sistemáticamente en muchos de los ejemplares muestreados (en el 48 % y el 22 %, respectivamente, de los árboles dañados), mientras que en el resto de los años identificados (1979, 1993, 2001, 2003, 2007 y 2009) los porcentajes de replicación son inferiores al 15 % (figura 6), lo que aporta información acerca de la magnitud y extensión de las avenidas (Génova et al., 2015).

A raíz de la elevada incertidumbre en la morfología de lecho fluvial asociado al evento de 1962 (por los procesos de erosión-deposición, e incluso ensanchamiento del cauce), debido al tiempo transcurrido hasta la actualidad, se ha procedido a calibrar un modelo hidráulico para la zona, a partir de la información dendrogeomorfológica recopilada y asociada al evento de 1997. Para este evento se han considerado dos posibles morfologías de la superficie del lecho fluvial: por un lado, la denominada v1997 (derivada de la posición de los árboles afectados) y la altura de su base; y por otro lado, la denominada como v2009 (por la fecha en la que se recopilaron los datos topográficos en los que se basa el MDT de la zona). Así, para este evento, el caudal punta líquido estimado se sitúa en $1.235 \text{ m}^3/\text{s}$ (Garrote et al., 2018a), con un valor de RMSE frente a las alturas de los descortezados de 0,20 m; valor de caudal semejante al mejor ajuste obtenido para la topografía v2009 (RMSE de 0,3 m), y que plantea un posible escenario de compensación entre los fenómenos de erosión y sedimentación a lo largo de un evento de avenida. Este valor de caudal punta excede los resultados de los múltiples modelos hidrológicos derivados del registro de precipitaciones disponible en la zona (y de las tareas de maximización de lluvias por concentración temporal, y aplicación de gradientes altitudinales, llevadas a cabo; Garrote et al., 2018b). Situación esta última que pone de manifiesto la deficiente información pluviométrica disponible en la zona.

De este modo, la información aportada por los datos dendrogeomorfológicos supone una importante mejora para el desarrollo de los análisis de peligrosidad por inundaciones en la zona, que nos muestran un claro cambio en el patrón de zonas inundadas y de las características de flujo (velocidad y profundidad de la lámina de agua, principalmente) asociadas. Estos cambios se traducen en variaciones muy significativas de las zonas de elevada peligrosidad por inundaciones (Garrote et al., 2018a), y principalmente de la peligrosidad asociada al arrastre de personas por pérdida de estabilidad por la velocidad y el calado de la corriente. Así, frente a un patrón multicanal separado por grandes barras expuestas (que se asociaría a la modelización hidráulica de los caudales punta derivados a partir del registro de precipitaciones en la fecha de ocurrencia de evento analizado), el modelo hidráulico calibrado mediante información dendrogeomorfológica muestra un patrón fluvial con canal principal y varios canales secundarios bien desarrollados.

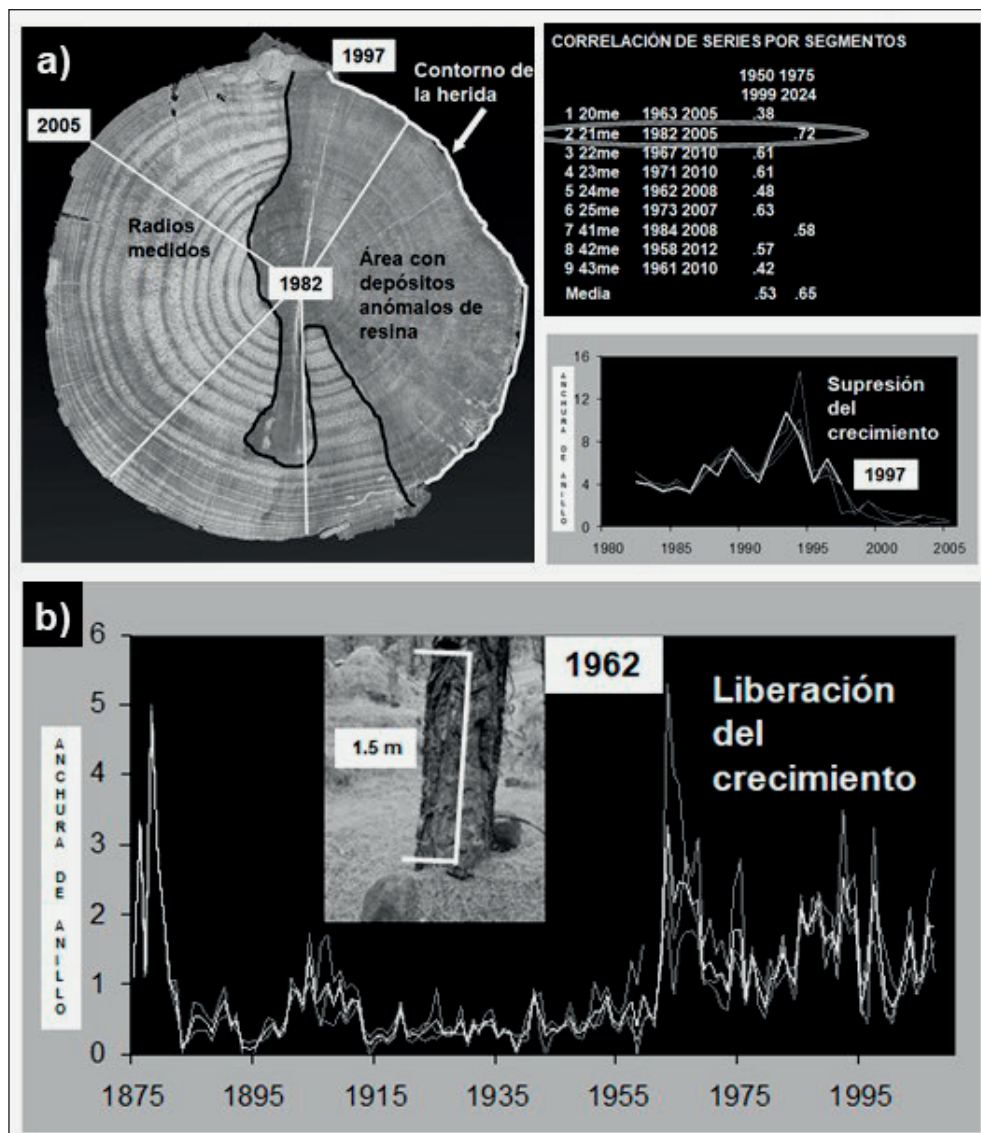


Figura 6. Ejemplos de respuesta de los árboles al daño en la Caldera de Taburiente: a) supresión del crecimiento que finalizó con la muerte del árbol: sección transversal que muestra los depósitos resinosos anómalos (izquierda), índice de correlación con los árboles próximos (derecha y arriba) y secuencias de anillos en los radios medidos (derecha abajo). b) Liberación del crecimiento, comúnmente detectado en árboles viejos, después del daño de 1962 y una imagen que muestra un gran descortezado.

Fuente: Génova et al. (2015).

Arroyo Cabrera en Venero Claro

La cuenca torrencial del Arroyo Cabrera está ubicada en la falda norte de la Sierra del Valle (Gredos oriental, Sistema Central español; 40° 24'N; 4° 39'W), en el término municipal de Navalunga (Ávila). Se trata de un torrente tributario del río Alberche (cuenca del Tajo) por su margen derecha, con carácter fluvio-torrencial de gran actividad, y formado por la confluencia de diversos arroyos. La cuenca vertiente del arroyo Cabrera tiene una extensión aproximada de 15,5 km² y presenta una forma subtriangular. El desnivel máximo de la cuenca es de 1.188 m, mientras que la longitud del cauce es de 5.500 m, lo que define una pendiente media del 21,6 %.

Sus características físicas hacen que esta cuenca tenga un comportamiento torrencial con una rápida respuesta a eventos de precipitación intensos y prolongados. En particular, el 18 de diciembre de 1997 se produjo un evento torrencial de alta magnitud asociado a células de lluvia estacionarias que causaron fuertes lluvias, lo que provocó un deslizamiento de tierra poco profundo en la cabecera de la cuenca, que movilizó abundante material sólido en el canal. Como resultado, una inundación repentina muy cargada en sedimentos se dirigió río abajo, modificando la geomorfología fluvial y causando considerables daños a la vegetación adyacente, compuesta principalmente por coníferas mediterráneas y especies ribereñas.

En 2007, diez años después, se comenzaron a aplicar análisis dendrogeomorfológicos con el objetivo de calibrar las técnicas hasta el momento conocidas. En una primera etapa de análisis, se muestrearon diversas especies (*Fraxinus angustifolia*, *Alnus glutinosa*, *Pinus pinaster*, *Populus spp.* y *Salix spp.*) para identificar las diferentes señales anatómicas asociadas a dicho evento torrencial. Los análisis mostraron que las señales son dependientes de la especie y de la edad y el estado vital del árbol (Ballesteros-Cánovas et al., 2010a, 2010b, 2015b). Posteriormente, se llevó a cabo una reconstrucción de la magnitud del evento en un tramo que concentraba una importante cantidad de evidencias botánicas definiendo indicadores de paleonivel. La aplicación de modelos hidráulicos bidimensionales sobre una topografía de alta precisión facilitó una reconstrucción del máximo caudal de la avenida con un elevado grado de fiabilidad. Dicho evento fue cuantificado en $79 \pm 14 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, lo que correspondía a una probabilidad anual de excedencia de 0,02 de acuerdo con datos existentes (Ballesteros-Cánovas et al., 2011a).

Actualmente, en la zona se están llevando a cabo análisis liquenométricos con el objetivo de tratar de caracterizar temporalmente una serie de depósitos de bloques y cantos asociados a eventos de avenida torrencial y flujos de derrubios, que serán también asociados a estimaciones de caudal determinadas mediante dos aproximaciones diferentes: por un lado, la aplicación de formulaciones de paleo-competencia de transporte y, por otro, la modelización hidráulica de caudales calibrada mediante la posición en X-Y-Z de los líquenes muestreados. El objetivo final será la caracterización y mejora del análisis de frecuencia de avenidas mediante la utilización de datos sistemáticos (serie temporal de diecisiete años de duración obtenida mediante limnómetros de presión y rádar de pulsos) y datos no sistemáticos (dendrogeomorfológicos y liquenométricos).

Se ha obtenido la curva de crecimiento del líquen reloj, *Rhizocarpon geographicum*, a partir de las medidas de los cementerios en las localidades circundantes (Navalunga, el Tiemblo, El Barraco, Burgohondo y San Martín de Valdeiglesias), en los que se han tomado medidas sobre las superficies horizontales de tumbas cuyas edades están comprendidas entre 1911 y 2008 (figura 7).

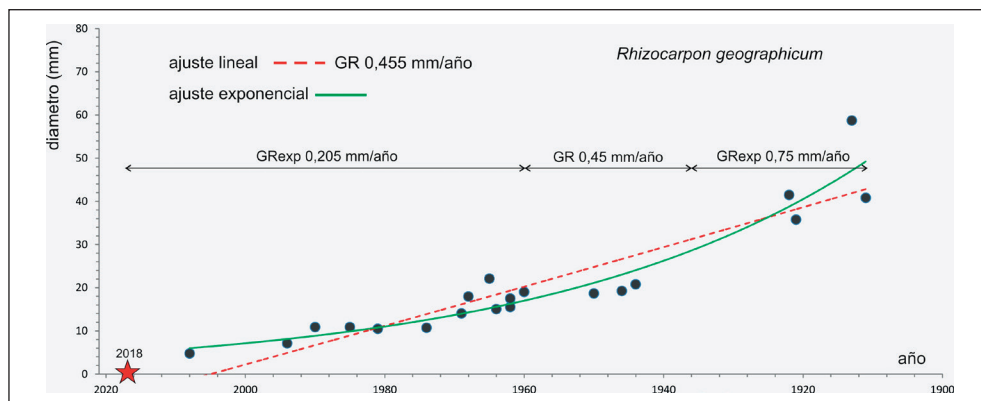


Figura 7. Curva de crecimiento de *Rhizocarpon geographicum* obtenida en varios cementerios cercanos a la cuenca de Venero Claro. Ajuste lineal de 0,455 mm/año. Ajuste exponencial (GRexp), dividido en tramos de crecimiento según su pendiente media. La estrella sobre 2018 en el eje de abscisas indica el año de la medida de los diámetros sobre las sepulturas de los cementerios. El ajuste exponencial presenta diferentes tasas de crecimiento anual según el intervalo de medida seleccionado. Se han dividido en tres tramos principales según las principales variaciones de pendiente de la curva.

En paralelo se han medido un total de 148 diámetros sobre líquenes de la misma especie *Rhizocarpon geographicum*, localizados sobre diversos bolos de granito del lóbulo superior del campo de bolos de Venero Claro, formado por depósito tras eventos torrenciales de avenidas e inundaciones. A partir de estos valores, se ha obtenido la edad de cada líquen aplicando el valor de crecimiento anual obtenido con el ajuste lineal de $GR = 0,455$ mm/año (figura 7). Este valor está en consonancia con el obtenido por Bradwell y Armstrong (2006) de 0,67 mm/año, en Islandia, a partir de una medida sistemática de cinco años sobre bolos de morrenas glaciares. La diferencia de clima entre ambos lugares explicaría la divergencia entre ambos valores.

El error asociado a cada medida es de ± 4 años, obtenido a partir de los valores extremos del ajuste exponencial (0,20 – 0,75 mm). No se han evaluado los periodos de colonización del líquen sobre los bolos de granito (periodo de ecesis). Se observa (figura 8), que el máximo de frecuencia de líquenes sobre los bolos aparece en el año de 1996 ± 4 , veintidós años antes de la fecha de medida (2018). Esta fecha coincide con la gran avenida de diciembre de 1997, que movilizó gran parte de la carga sólida presente actualmente en el campo de bolos. Además, se observa también cierta coincidencia entre los valores de los años húmedos con la frecuencia máxima de edades de líquenes sobre la roca. Aunque se aprecia un desplazamiento entre ambas curvas, que corresponde al error de obtención de la edad líquen y al periodo de ecesis o de colonización del *Rhizocarpon* sobre los bolos.

Resulta interesante que, a partir de este valor de crecimiento, se puede extrapolar la función hacia atrás en el tiempo para estimar la edad de otros depósitos de bolos más antiguos que hayan sido movilizados en eventos que hayan ocurrido antes del periodo instrumental y de los que no se disponen datos histórico-documentales, con el fin de hacer un estudio sobre periodos de retorno con, al menos, datos del siglo XIX.

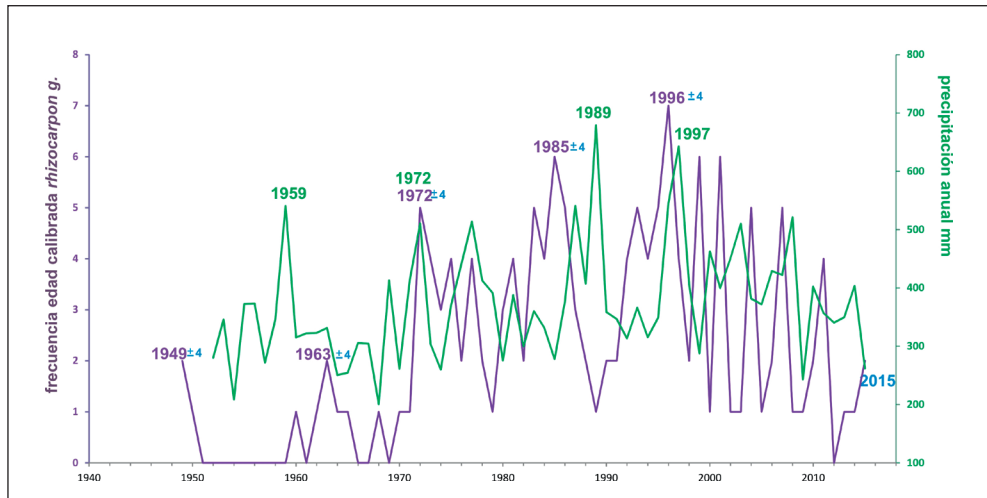


Figura 8. Frecuencias del diámetro de talos *Rhizocarpon geographicum* sobre los bolos del lóbulo superior del depósito y precipitación anual (mm) en la comarca. Eje de ordenadas de la izquierda: valores de frecuencia de edades de líquenes medidos sobre el lóbulo superior del campo de bolos de Venero Claro; las edades presentan una error de ± 4 años (ver interpretación en el texto). Eje de ordenadas de la derecha: valores de precipitaciones medias anuales de la estación meteorológica Ávila de la AEMET (www.aemet.es) entre 1952 y 2021 (representado hasta 2015), obtenidos con fecha junio 2021.

El barranco de Portainé (Pirineo de Lleida)

La cuenca del Portainé, en cuya cabecera se sitúa la estación de esquí de Port Ainé (Lleida, Pirineo catalán), presenta fenómenos de erosión y sedimentación activos provocados por frecuentes inundaciones torrenciales. Estas inundaciones presentan un gran riesgo potencial e incurrir en pérdidas económicas importantes y, como sucede en tantas cuencas hidrográficas de montaña, prácticamente no se cuenta con registros de datos hidrológicos y climáticos. En Génova et al. (2018) estimamos la distribución temporal y espacial de las inundaciones torrenciales mediante técnicas dendrogeomorfológicas, con el objetivo de conocer si las actividades antrópicas (cambios de uso del suelo y obras de infraestructura) afectaban a su frecuencia y magnitud. Para ello, se analizaron ciento sesenta y seis muestras de sesenta y siete árboles pertenecientes a diez especies diferentes. Se identificaron los eventos de inundaciones pasados de los últimos cincuenta años mediante el análisis de diferentes tipos de evidencias: callos y cicatrices internas caracterizadas por la desestructuración de los tejidos; decapitación y sustitución del eje principal por una o más ramas laterales (figura 9); asimetrías en las series de anillos de árboles o cambios bruscos en la anchura de los anillos. También se realizó un estudio geomorfológico detallado del área analizada y se recopilieron los datos históricos disponibles. Además, el análisis concreto de la altura de los daños en los árboles producidos en 2008 y 2010, junto con la

realización de una topografía muy detallada y la elaboración de un modelo hidráulico unidimensional, ha permitido obtener una estimación de los caudales y reconocer que los datos procedentes de árboles situados en áreas con procesos torrenciales de energía intermedia son los más confiables para estimar las descargas máximas (Victoriano et al., 2018). La comprensión holística de esta compleja cuenca hidrográfica, que solo puede ser descrita, caracterizada y analizada mediante una investigación multidisciplinar (Furdada et al., 2020), ha proporcionado una nueva perspectiva sobre los cambios

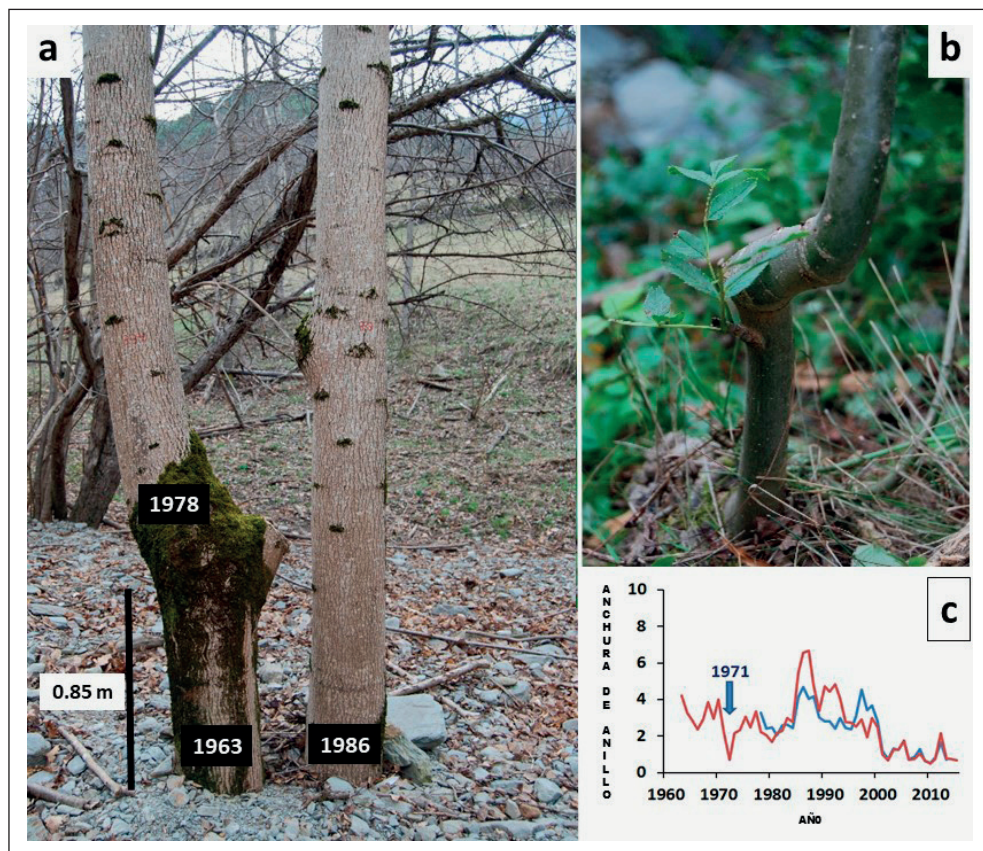


Figura 9. Fresnos norteños o de hoja ancha (*Fraxinus excelsior* L.) en el barranco de Portainé. a) Árbol PA33 (a la izquierda) que fue decapitado por un evento que se estima que ocurrió en el año dendrogeomorfológico 1969-1970 y árbol PA77 (a su derecha) que germinó más tarde. b) Un árbol muy joven decapitado que muestra una rama de replazo. c) Series de anchura de los anillos (mm) para el árbol PA33; la correspondiente al tronco principal es la línea de color rojo (que también indica la supresión de crecimiento detectada en 1971), mientras que la línea azul corresponde a la rama de replazo, que comienza en 1978.

Fuente: Génova et al. (2018).

en la frecuencia de las inundaciones desde 2006, y muy especialmente desde 2008, sugiriendo que el equilibrio geomorfológico y la hidrología superficial de la cuenca se han alterado, coincidiendo tanto con grandes movimientos de tierra en la estación de esquí como con lluvias intensas pero no extraordinarias y produciendo un cambio en la dinámica torrencial de la cuenca que se transformó en flujos muy densos y cargados de sedimentos altamente erosivos (Génova et al., 2018; Furdada et al., 2020).

DISCUSIÓN

Las técnicas dendrogeomorfológicas y liquenométricas presentan importantes ventajas y aportaciones al estudio de los sistemas fluviales, como ha quedado demostrado en los casos prácticos indicados. Estas técnicas resultan un complemento a los métodos clásicos (hidrológico-hidráulicos e histórico-documentales) y paleohidrológicos novedosos (geológico-geomorfológicos) en sistemas fluviales con información diversa, donde la integración de diferentes fuentes de datos resulta fundamental para entender los cambios ambientales (Schulte et al., 2019; Furdada et al., 2020).

Entre las principales ventajas y aportaciones de la dendrogeomorfología y la liquenometría en el estudio de fenómenos de avenida en sistemas fluviales torrenciales se encuentra aportar información sobre la frecuencia y magnitud de los eventos extremos allí donde no existen otro tipo de datos (por falta de información instrumental sistemática o documental histórica), o donde los registros existentes son cortos, poco confiables y/o discontinuos en espacio y tiempo. Estas zonas montañosas, muchas veces alejadas de los núcleos de población y, por lo tanto, de los sistemas instrumentales y centros de producción documental, en ocasiones solo contienen un registro natural de los eventos de avenidas torrenciales; y, ante la imposibilidad de datar las formas y los depósitos fluviales, las fuentes de datos botánicas nos aportan la única información cuantitativa sobre el fenómeno torrencial.

Sin embargo, también presentan limitaciones en la aplicación y validez de sus resultados, las más importantes las detallamos a continuación.

Limitaciones del análisis dendrogeomorfológico en el estudio de avenidas torrenciales

Las limitaciones del uso de la dendrogeomorfología en el estudio de avenidas torrenciales se deben fundamentalmente a: (i) la disponibilidad de árboles y/o arbustos susceptibles de ser analizados dendrocronológicamente, (ii) identificación e interpretación de la respuesta fisiológica del árbol en el registro de anillos de crecimiento a cambios ambientales, (iii) incertidumbres asociadas a las marcas de paleo estado (p. ej., la altura de descortezados o inclinación de árboles). Respecto a la disponibilidad de individuos, a pesar de la ubicuidad de especies vegetales en la mayoría de las zonas de montaña del mundo (excepto en zonas desérticas y en pisos nivales), los individuos localizados en zonas tropicales y subtropicales presentan una mayor problemática para su datación cruzada. El análisis dendrocronológico de árboles en estas zonas se circunscribe a áreas de montaña, donde los factores limitantes de crecimiento pueden estar más marcados (Bodoque et al., 2015). Además, en muchos casos, la datación cruzada de estos individuos requerirá metodologías añadidas, como lo es el ^{14}C (Brienen et al., 2016) o análisis anatómicos (Quesada-Román et al., 2020b). Por otro lado, se sabe que la respuesta fisiológica

de los árboles y arbustos depende de la especie (Ballesteros et al., 2010b; Silhán y Stoffel, 2015), la edad, el estado fitosanitario previo y el clima (Ballesteros-Cánovas et al., 2015b). Esto dificulta que puedan aplicarse criterios fijos a la hora de definir las perturbaciones de crecimiento, fundamentalmente en relación con la intensidad de las señales, ya que, en gran medida, son específicas del individuo y su hábitat. Además, desde un punto de vista geomorfológico, la interpretación de la datación dendrogeomorfológica de eventos de inundaciones se encuentra limitada por la propia dinámica fluvial. El grado de impacto de las crecidas repentinas registradas en los árboles está relacionado con su posición geográfica y edad, pero no existe necesariamente una correlación directa entre las fechas de los mayores eventos de flujo y la cantidad e intensidad de la evidencia dendrogeomorfológica (Ruiz-Villanueva et al., 2010). De hecho, los eventos que se registran mejor son los de magnitud intermedia, pues los de mayor envergadura pueden destruir toda la vegetación y los de menor magnitud dejan pocas evidencias (Ruiz-Villanueva et al., 2010; Génova et al., 2015). Además, los efectos de eventos sucesivos pueden quedar enmascarados ya que, por ejemplo, un suceso posterior de mayor magnitud destruiría toda la evidencia dendrogeomorfológica de un suceso anterior menos intenso (Ballesteros-Cánovas et al., 2013) y los daños más recientes (que ocurrieron hace uno o dos años) son muy difíciles de fechar porque aún no se pueden identificar los anillos del callo adecuadamente (Génova et al., 2018). Por último, existen limitaciones relacionadas con la definición de marcas de paleo-estado, que en gran medida dependen de la dinámica fluvial y transporte de sedimentos (Ballesteros et al., 2011b). En relación con los descortezados, se ha observado que las alturas máximas de los mismos con marcas de aguas altas son comparables (Gottesfeld, 1996), aunque dependen de la ubicación del árbol en relación con la dinámica fluvial (Ballesteros-Cánovas et al., 2015a, 2016; Victoriano et al., 2018; Quesada-Roman et al., 2020b). A pesar de ello, las aproximaciones del registro dendrogeomorfológico a la recurrencia y extensión de las avenidas torrenciales resultan sumamente interesantes, especialmente para incrementar la información de los registros disponibles o cuando éstos no existen.

Limitaciones del análisis liquenométrico en el estudio de avenidas torrenciales

La principal limitación de la aplicación de la liquenometría al análisis de las avenidas es la escasez general de estudios liquenométricos previos en ambientes fluviales torrenciales, lo que supone un vacío de investigación que impide tener referentes en los que basar o fundamentar trabajos posteriores. En este sentido, el presente artículo persigue recopilar y poner a disposición de la comunidad científica los escasos estudios que pueden servir de referencia en el futuro a los investigadores de los medios torrenciales.

Entre las principales limitaciones metodológicas de la liquenometría se encuentran las determinaciones taxonómicas de los líquenes que emplea para la datación de los cambios ambientales. El problema en la utilización mayoritaria del género *Rhizocarpon* en liquenometría es que dicho género de líquen consta de más de doscientas especies y subespecies (Roca-Valiente et al., 2016), con lo que constituye un grupo polifilético. Todo ello provoca que actualmente difiera su descripción y taxonomía

por diferentes autores, y son insuficientes las claves de identificación actuales para dirimir tal divergencia filética.

Además, un importante aspecto que se deben tener en cuenta en la aplicación de la liquenometría es la determinación del periodo de colonización (ecesis) de la especie reloj y su relación con el periodo climático dominante en el periodo de datación. En general, los periodos de colonización oscilan de pocos meses a pocos años (Pérez-López et al., 2019). Por ello, es conveniente realizar un estudio de la frecuencia de especies de líquenes por diámetros y los periodos climáticos diferenciados por su dominio seco o húmedo, o bien por los índices de lluvia.

CONCLUSIÓN

Las fuentes de datos y las metodologías botánicas para la detección de cambios ambientales en sistemas fluviales, como la dendrogeomorfología y la liquenometría, a pesar de sus limitaciones, presentan unas ventajas y aportaciones incuestionables en el estudio de las avenidas torrenciales. Entre las ventajas se encuentran su ubicuidad en sistemas fluviales torrenciales, frente a la ausencia de otras fuentes de información (instrumentales o documentales). Entre los inconvenientes, la escasa proliferación de este tipo de estudios, tanto internacionalmente como en España; y dificultades metodológicas inherentes a la dendrocronología y la liquenología. Por ello, estas técnicas resultan un complemento a los métodos clásicos en sistemas fluviales con información diversa. Los estudios de aplicación en España, aunque todavía escasos, suponen iniciativas pioneras incluso a nivel internacional y pueden servir como ejemplos para su extensión a otros territorios y problemáticas. Porque en ocasiones, en sistemas fluviales sin apenas información convencional, la dendrogeomorfología y liquenometría son la única alternativa para conocer la frecuencia y magnitud de los cambios ambientales ligados a las avenidas e inundaciones.

AGRADECIMIENTOS Y FUENTES DE FINANCIACIÓN

Los autores desean agradecer su colaboración a los equipos humanos de los proyectos de investigación que han financiado los trabajos sobre estas temáticas en la última década y media en España (GeoRiada, Dendro-Avenidas, MAS Dendro-Avenidas, IDEA-GesPPNN, MARCoNI, CHARMA y DRAINAGE); y especialmente al Dr. José María Bodoque del Pozo (UCLM), la Dra. Virginia Ruiz Villanueva (U. de Lausanne), la Dra. Gloria Furdada (UB) y la Dra. Ane Victoriano. Este artículo forma parte de los trabajos de recopilación y discusión de los métodos paleohidrológicos (GT1.T1) del proyecto “Metodologías avanzadas para el análisis científico-técnico del riesgo por inundaciones para la mejora de la resiliencia y la reducción del riesgo” (DRAINAGE-3-R), del Plan Nacional de I+D+i, convocatoria Retos (CGL2017-83546-C3-3-R, MINEICO/AEI/FEDER, UE).

REFERENCIAS

- Alestalo, J. (1971). Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, 105, 1-140.
- Aloni, R. (2015). Ecophysiological implications of vascular differentiation and plant evolution. *Trees*, 29(1), 1-16.
- Amstrong, R.A. (2016). Lichenometric dating (lichenometry) and the biology of the lichen genus *Rhizocarpon*: challenges and future directions. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 98(3), 183-206. doi:10.1111/geoa.12130.
- Aristizábal, E., Arango Carmona, M. I., & García López, I. K. (2020). Definición y clasificación de las avenidas torrenciales y su impacto en los Andes colombianos. *Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía*, 29(1), 242-258.
- Baker, V. R. (2008). Paleoflood hydrology: Origin, progress, prospects. *Geomorphology*, 101(1-2), 1-13.
- Ballesteros-Cánovas, J. A., Trappmann, D., Shekhar, M., Bhattacharyya, A., & Stoffel, M. (2017a). Regional flood-frequency reconstruction for Kullu district, Western Indian Himalayas. *Journal of Hydrology*, 546, 140-149.
- Ballesteros-Cánovas, J. A. & Stoffel, M. (2016). Biologic Dating Techniques. En Richardson, D., Castree, N., Goodchild, M. F., Kobayashi, A., Liu, W., & Marston, R. A. (eds.). *International Encyclopedia of Geography: People, the Earth, Environment and Technology* (vol. 15, pp. 1-7). Wiley. doi: 10.1002/9781118786352.wbieg0806
- Ballesteros-Cánovas, J. A., Bodoque, J. M., Díez, A., Sánchez-Silva, M., & Stoffel, M. (2011b). Calibration of floodplain roughness and estimation of palaeoflood discharge based on tree-ring evidence and hydraulic modelling. *Journal of Hydrology*, 403(1-2), 103-115.
- Ballesteros-Cánovas, J. A., Stoffel, M., Bodoque, J. M., Bollschweiler, M., Hitz, O., & Díez-Herrero, A. (2010b). Wood anatomy of *Pinus pinaster* Ait. following wounding by flash floods. *Tree-Ring Research*, 66(2), 93-103.
- Ballesteros-Cánovas, J. A., Stoffel, M., Martín-Duque, J. F., Corona, C., Lucía, A., Bodoque, J. M., & Montgomery, D. R. (2017b). Gully evolution and geomorphic adjustments of badlands to reforestation. *Nature Scientific Reports*, 7, 45027.
- Ballesteros-Cánovas, J. A., Stoffel, M., St George, S., & Hirschboeck, K. (2015a). Flood records in tree rings: a review. *Progress and Physical Geography*, 39(6), 794-816.
- Ballesteros-Cánovas, J. A., Stoffel, M., Benito, G., Rohrer, M., Barriopedro, D., García-Herrera, R., & Brönnimann, S. (2018). On the extraordinary winter flood episode over the North Atlantic Basin in 1936. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1436(1), 206-216.
- Ballesteros-Cánovas, J. A., Stoffel, M., & Guardiola Albert, C. (2015b). XRCT imagery and variograms reveal 3D changes in wood density of riparian trees affected by floods. *Trees*, 29, 1115-1126.
- Ballesteros-Cánovas, J. A., Eguibar, M., Bodoque, J. M., Díez-Herrero, A., Stoffel, M., & Gutierrez-Pérez, I. (2011a). Estimating flash flood discharge in an ungauged mountain catchment with 2D hydraulic models and dendrogeomorphic paleostage indicators. *Hydrological Processes*, 25, 970-979.

- Ballesteros-Cánovas, J. A., Márquez-Peñaranda, J. F., Sánchez-Silva, M., Díez-Herrero, A., Ruiz-Villanueva, V., Bodoque, J. M., Eguibar, M. A., & Stoffel, M. (2015c). Can tree tilting be used for paleoflood discharge estimations? *Journal of Hydrology*, 529, 480-489.
- Ballesteros-Cánovas, J. A., Stoffel, M., Czajka, B., Janecka, K., Kaczka R. J., & Lempa, M. (2016). Paleoflood discharge reconstruction in Tatra Mountain streams. *Geomorphology*, 272, 92-101.
- Ballesteros-Cánovas, J. A., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Bodoque, J. M., & Díez-Herrero, A. (2010a). Flash-flood impacts cause changes in wood anatomy of *Alnus glutinosa*, *Fraxinus angustifolia* and *Quercus pyrenaica*. *Tree Physiology*, 30, 773-781.
- Ballesteros-Cánovas, J. A. & Álvarez-Troncoso, R. (2021). *Riesgo y peligrosidad por avenidas súbitas aplicación de fuentes no sistémicas para su caracterización*. Interreg Sudoe Inundation. European Regional Development Fund.
- Ballesteros-Cánovas, J. A., Koul, T., Bashir, A., Bodoque, J. M., Allen, S., Guillet, S., Rashid, I., Alamgir, S. H., Shah, M., Bhat, M. S., Alam, A., & Stoffel, M. (2020). Recent flood hazards in Kashmir put into context with millennium-long historical and tree-ring records. *Science of The Total Environment*, 722, 137875.
- Ballesteros-Cánovas, J. A., Sanchez-Silva, M., Bodoque, J. M., & Díez-Herrero, A. (2013). An integrated approach to flood risk management: a case study of Navalunga (Central Spain). *Water Resources Management*, 27(8), 3051-3069.
- Benito, G., Brázdil, R., Herget, J., & Machado, M. J. (2015). Quantitative historical hydrology in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(8), 3517-3539.
- Bodoque, J. M., Díez-Herrero, A., Eguibar, M. A., Benito, G., Ruiz-Villanueva, V., & Ballesteros-Cánovas, J. A. (2015). Challenges in paleoflood hydrology applied to risk analysis in mountainous watersheds – a review. *Journal of Hydrology*, 529, 449-467.
- Bodoque, J. M., Ballesteros-Cánovas, J. A., & Stoffel, M. (2020). An application-oriented specific protocol for flood frequency analysis from based on botanical evidence. *Journal of Hydrology*, 590, 125242. doi: 10.1016/j.jhydrol.2020.125242
- Bradwell, T. & Armstrong, R. A. (2006). Growth rates of *Rhizocarpon geographicum* lichens: a review with new data from Iceland. *Journal of Quaternary Science*, 22(4), 311-320.
- Bräuning, A., De Ridder, M., Zafirov, N., García-González, I., Dimitrov, D. P., & Gärtner, H. (2016). Tree-ring features: indicators of extreme event impacts. *IAWA Journal*, 37(2), 206-231.
- Brienen, R. J., Schöngart, J., & Zuidema, P.A. (2016). Tree rings in the tropics: insights into the ecology and climate sensitivity of tropical trees. *Tropical tree physiology*, 439-461.
- Copini, P., Decuyper, M., Sass-Klaassen, U., Gärtner, H., Mohren, F., & den Ouden, J. (2015). Effects of experimental stem burial on radial growth and wood anatomy of pedunculate oak. *Dendrochronologia*, 33, 54-60.
- De Micco, V., Campelo, F., De Luis, M., Bräuning, A., Grabner, M., Battipaglia, G., & Cherubini, P. (2016). Intra-annual density fluctuations in tree rings: how, when, where, and why? *IAWA Journal*, 37(2), 232-259.

- Díez-Herrero, A., Ballesteros-Cánovas, J. A., Bodoque, J. M., Eguibar, M. A., Fernandez, J. A., Genova, M. M., & Stoffel, M. (2007). Improving flood frequency and magnitude estimates using dendrogeomorphological techniques. *Boletín Geológico y Minero*, 118(4), 789-802.
- Díez-Herrero, A., Ballesteros-Cánovas, J. A., Ruiz-Villanueva, V., & Bodoque J. M. (2013a). A review of dendrogeomorphological research applied to flood risk analysis in Spain. *Geomorphology*, 196, 211-220.
- Díez-Herrero, A., Ballesteros-Cánovas, J. A., Bodoque, J. M., & Ruiz-Villanueva, V. (2013b). A new methodological protocol for the use of dendrogeomorphological data in flood risk analysis. *Hydrology Research*, 44(2), 234-247.
- Díez-Herrero, A. (2021). La dendrogeomorfología como fuente de datos de la frecuencia y magnitud de caudales históricos. En Jiménez, A. (ed.). *Paleorecidas y avenidas históricas y su aplicación a la seguridad hidrológica de las presas* (monografías CEDEX, cap. III, pp. 61-92). Madrid: Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas.
- Díez-Herrero, A. & García Rodríguez, M. (2016). Riesgos por avenidas e inundaciones. En Lario, J. & Bardají, T. (coords.). *Introducción a los Riesgos Geológicos* (pp. 119-152). Madrid: UNED.
- Douglass, A. E. (1941). Crossdating in dendrochronology. *Journal of Forestry*, 39(10), 825-831.
- Ferrio, J. P., Díez-Herrero, A., Tarrés, D., Ballesteros-Cánovas, J. A., Aguilera, M. & Bodoque, J. M. (2015). Using stable isotopes of oxygen from tree-rings to study the origin of past flood events: First results from the Iberian Peninsula. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 26(1), 67-80.
- Fontana, G. A., Egli, M., & Gärtner, H. (2021). Testing the potential of the dwarf shrub *Dryas octopetala* L. for dating in dendrogeomorphology. *Dendrochronologia*, 67, 125823.
- Friedman, J. M., Vincent, K. R., & Shafroth, P. B. (2005). Dating floodplain sediments using tree-ring response to burial. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(9), 1077-1091.
- Fritts, H. C. (1976). *Tree Ring and Climate*. Londres: Academic Press.
- Furdada, G., Victoriano, A., Díez-Herrero, A., Génova, M., Guinau, M., De las Heras, A., Palau, R. M., Hürlimann, M., Khazaradze, G., Casas, J. M., Margalef, A., Pinyol, J., & González, M. (2020). Flood consequences of land-use changes at a ski resort: Overcoming a geomorphological threshold (Portainé, Eastern Pyrenees, Iberian Peninsula). *Water*, 12(2), 368.
- Garrote, J., Díez-Herrero, A., Bodoque, J. M., Perucha, M. A., Mayer, P., & Genova, M. (2018a). Flood hazard management in public mountain recreation areas vs. ungauged fluvial basins. The example of Caldera de Taburiente National Park, Canary Islands (Spain). *Geosciences*, 8(6), 1-23. doi:10.3390/geosciences8010006
- Garrote, J., Díez-Herrero, A., Génova, M., Bodoque, J. M., Perucha, M. A., & Mayer, P. L. (2018b). Improving flood maps in ungauged fluvial basins with dendrogeomorphological data. An example from the Caldera de Taburiente National Park (Canary Islands, Spain). *Geosciences*, 8(300), 1-18. doi:10.3390/geosciences8080300

- Génova, M., Máyer, P., Ballesteros-Cánovas, J. A., Rubiales, J. M., Saz, M. A., & Díez-Herrero, A. (2015). Multidisciplinary study of flash floods in the Caldera de Taburiente National Park (Canary Islands, Spain). *Catena*, 131, 22-34.
- Génova, M., Díez-Herrero, A., Furdada, G., Guinau, M., & Victoriano, A. (2018). Dendrogeomorphological evidence of flood frequency changes and human activities (Portainé Basin, Spanish Pyrenees). *Tree-ring Research*, 74(2), 144-161.
- Gob, F., Petit, F., Bravard, J.-P., Ozer, A., & Gob, A. (2003). Lichenometric application to historical and subrecent dynamics and sediment transport of a Corsican stream (Figarella River-France). *Quaternary Science Reviews*, 22(20), 2111-2124. doi:10.1016/S0277-3791(03)00142-2
- Gottesfeld, A. S. (1996). British Columbia flood scars: maximum flood-stage indicators. *Geomorphology*, 14(4), 319-325.
- Innes, J. L. (1986). Dating Exposed Rock Surfaces in the Arctic by Lichenometry: The Problem of Thallus Circularity and Its Effect on Measurement Errors. *Artic*, 39(3), 253-259.
- Malik, I. (2008). Dating of small gully formation and establishing erosion rates in old gullies under forest by means of anatomical changes in exposed tree roots (Southern Poland). *Geomorphology*, 93(3-4), 421-436.
- Marchi, L., Borga, M., Preciso, E., & Gaume, E. (2010). Characterisation of selected extreme flash floods in Europe and implications for flood risk management. *Journal of Hydrology*, 394(1-2), 118-133
- Mayer, B., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Hübl, J., & Rudolf-Miklau, F. (2010). Frequency and spread of debris floods on fans: a dendrogeomorphic case study from a dolomite catchment in the Austrian Alps. *Geomorphology*, 118(1-2), 199-206.
- Nanson, G. C. & Beach, H. F. (1977). Forest succession and sedimentation on a meandering-river floodplain, northeast British Columbia, Canada. *Journal of Biogeography*, 4(3), 229-251.
- Novak, K., de Luis, M., Saz M. A., Longares, L. A., Serrano-Notivolí, R., Raventós, J., Čufar, K., Gričar, J., Di Filippo, A., Piovesan, G., Rathgeber, C. B. K., Papadopoulos, A., & Smith, K. T. (2016a). Missing Rings in *Pinus halepensis* – The Missing Link to Relate the Tree-Ring Record to Extreme Climatic Events. *Frontiers in Plant Science*, 7, 727.
- Novak, K., de Luis, M., Gričar, J., Prislán, P., Merela, M., Smith, K. T., & Čufar, K. (2016b). Missing and dark rings associated with drought in *Pinus halepensis*. *IAWA Journal*, 37, 260-274.
- Novak, K., Saz Sánchez, M. A., Čufar, K., Raventós, J., & de Luis, M. (2013). Age, climate and intra-annual density fluctuations in *Pinus halepensis* in Spain. *IAWA Journal*, 34, 459-474.
- Osborn, G., McCarthy, D., LaBrie, A., & Burke, R. (2015). Lichenometric dating: Science or pseudo-science? *Quaternary Research*, 83, 1-12.
- Pérez-López, R., Martín-González, F., Martínez-Díaz, J. J., & Rodríguez-Pascua, M. A. (2012). Datación mediante liquenometría de los desprendimientos rocosos asociados a la sismicidad histórica en Lorca. *Boletín Geológico y Minero*, 123(4), 473-485.
- Pérez-López, R., Giner-Robles, J. L., Rodríguez-Pascua, M. A., Silva, P. G., Roquero, E., Bardají, T., Elez, J., & Huerta, P. (2019). Lichenometric dating of coseismic rockfall related to the Great Lisbon

- Earthquake in 1755 affecting the archaeological site of “Tolmo de Minateda” (Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 62(2), 271-293. https://doi.org/10.1127/zfg_suppl/2019/0504
- Quesada-Román, A., Ballesteros-Cánovas, J. A., Granados, S., Birkel, C., & Stoffel, M. (2020a). Dendrogeomorphic reconstruction of floods in a dynamic tropical river. *Geomorphology*, 359, 107133.
- Quesada-Román, A., Ballesteros-Cánovas, J. A., Guillet, S., Madrigal-González, J., & Stoffel, M. (2020b). Neotropical *Hypericum irazuense* shrubs reveal recent ENSO variability in Costa Rican páramo. *Dendrochronologia*, 61, 125704.
- Roca-Valiente, B., Hawksworth, D., Pérez-Ortega, S., Sancho, L., & Crespo, A. (2016). Type studies in the *Rhizocarpon geographicum* group (Rhizocarpaceae, lichenized Ascomycota). *The Lichenologist*, 48(2), 97-110. doi:10.1017/S002428291500050X
- Rosenwinkel, S., Korupa, O., Landgraf, A., & Dzhumabaeva, A. (2015). Limits of lichenometry. *Quaternary Science Reviews*, 129, 229-238.
- Ruiz-Villanueva, V., Díez-Herrero, A., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Bodoque, J. M., & Ballesteros-Cánovas, J. A. (2010). Dendrogeomorphic analysis of flash floods in a small ungauged mountain catchment (Central Spain). *Geomorphology*, 118(3-4), 383-392.
- Schulte, L., Wetter, O., Wilhelm, B., Peña, J. C., Amann, B., Wirth, S. B., Carvalho, F., & Gómez-Bolea, A. (2019). Integration of multi-archive datasets for the development of a four-dimensional paleoflood model of alpine catchments. *Global and Planetary Change*, 180, 66-88.
- Schweingruber, F. H. (2007). *Wood structure and environment*. Springer Science & Business Media.
- Schweingruber, F. H. (2012). *Tree rings: basics and applications of dendrochronology*. Springer Science & Business Media.
- Shigo, A. L. (1984). Compartmentalization: a conceptual framework for understanding how trees grow and defend themselves. *Annual review of phytopathology*, 22(1), 189-214.
- Sigafoos, R. S. (1961). Vegetation in relation to flood frequency near Washington, DC. *US Geological Survey Professional Paper*, 424-C, 248-249.
- Sigafoos, R. S. (1964). Botanical evidence of floods and flood-plain deposition. *US Geological Survey Professional Paper*, 485-A, 1-35.
- Šilhán, K. & Stoffel, M. (2015). Impacts of age-dependent tree sensitivity and dating approaches on dendrogeomorphic time series of landslides. *Geomorphology*, 236, 34-43.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Butler, D. R., & Luckman, B. H. (2010a). Tree rings and natural hazards: an introduction. En *Tree Rings and Natural Hazards* (pp. 3-23). Dordrecht: Springer.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Butler, D. R., & Luckman, B. H. (eds.). (2010b). *Tree rings and natural hazards: a state-of-art* (vol. 41). Springer Science & Business Media.
- Therrell, M. D. & Bialecki, M. B. (2014). A multi-century tree-ring record of spring flooding on the Mississippi River. *Journal of Hydrology*, 592, 490-498.
- Tichavský, R., Koutroulis, A., Chalupová, O., Chalupa, V., & Šilhán, K. (2020). Flash flood reconstruction in the Eastern Mediterranean: Regional tree ring-based chronology and assessment of climate triggers on the island of Crete. *Journal of Arid Environments*, 177, 104135.

- Timell, T. E. (1986). *Compression Wood in Gymnosperms*. Berlín: Springer-Verlag.
- Victoriano, A., Díez-Herrero, A., Génova, M., Guinau, M., Furdada, G., Khazaradze, G., & Calvet, J. (2018). Four-topic correlation between flood dendrogeomorphological evidence and hydraulic parameters (the Portainé stream, Iberian Peninsula). *Catena*, 162, 216-229.
- Wertz, E. L., St. George, S., & Zeleznik, J. D. (2013). Vessel anomalies in *Quercus macrocarpa* tree rings associated with recent floods along the Red River of the North, United States. *Water Resources Research*, 49(1), 630-634.
- Wilhelm, B., Ballesteros-Cánovas, J. A., Aznar, B., Kämpf, J. P. C., Swierczynski, T., Stoffel, M., Størenh, E., & Toonen, W. (2018a). Recent advances in paleoflood hydrology: From new archives to data compilation and analysis. *Water Security*, 3, 1-8.
- Wilhelm, B., Ballesteros-Cánovas, J. A., Macdonald, N., Toonen, W. H., Baker, V., Barriendos, M., Benito, G., Brauer, A., Corella, J. P., Denniston, R., Glaser, R., Ionita, M., Kahle, M., Liu, T., Luetscher, M., Macklin, M., Mudelsee, M., Munoz, S., Schulte, L., George, S. S., Stoffel, M., & Wetter, O. (2018b). Interpreting historical, botanical, and geological evidence to aid preparations for future floods. *WIREs*, 6(1), e1318.
- Zaginaev, V., Petrakov, D., Erokhin, S., Meleshko, A., Stoffel, M., & Ballesteros-Cánovas, J. A. (2019). Geomorphic control on regional glacier lake outburst flood and debris flow activity over northern Tien Shan. *Global and Planetary Change*, 176, 50-59.
- Zalloni, E., de Luis, M., Campelo, F., Novak, K., De Micco, V., Di Filippo, A., Vieira, J., Nabais, C., Rozas, V., & Battipaglia, G. (2016). Climatic signals from intra-annual density fluctuation frequency in mediterranean pines at a regional scale. *Frontiers in Plant Science*, 7, 579.

Cómo citar este artículo:

Díez-Herrero, A., Ballesteros-Cánovas, J. A., Génova, M., Pérez-López, R., & Garrote Revilla, J. (2021). Cambios ambientales detectados por dendrogeomorfología y liquenometría para el análisis de avenidas torrenciales en sistemas fluviales. *Cuadernos de Geografía*, 107, 93-121.

<https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21259>



Este obra está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-SinObraDerivada 4.0 Internacional.

ARNAU PRATS PUNTÍ^a
JUAN PEDRO MARTÍN VIDE^b
CARLES FERRER BOIX^c

REGRESSIÓ DEL DELTA DEL LLOBREGAT. EFECTE DE LES OBRES D'ENGINYERIA AL RIU D'ENÇÀ DEL SEGLE XIX

RESUM

La pressió humana recent envers el Llobregat, un riu al·luvial mediterrani, ha canviat fortament els seus paisatges fluvial i deltaic. La reducció d'aportació de sediment groller del riu va provocar un canvi de tendència en l'evolució del delta a finals del segle XIX que ha resultat en una regressió de la línia de costa fins a 800 m. L'article se centra en la component fluvial del sistema riu-delta-mar, tractant de lligar-la amb l'evolució del delta, i s'analitzen els canvis en el transport sòlid de fons provocats per les obres d'enginyeria fetes al riu. Es desenvolupa un mètode per calcular l'evolució del transport sòlid de fons a partir d'informació actual i del passat de la morfologia del riu i del seu règim hidrològic. Els resultats obtinguts demostren que els endegaments fets els darrers setanta anys al curs baix del Llobregat per a permetre el pas d'infraestructures han disminuït la disponibilitat de sediment i modificat la morfologia del riu, però no han estat la causa principal de la reducció de l'aportació de sediment groller cap a la costa. La construcció de nombroses rescloses al curs mig del riu al llarg del segle XIX i un canvi en

a Departament d'Enginyeria Civil i Ambiental, Universitat Politècnica de Catalunya. Jordi Girona, 1-3. 08034 Barcelona. arnau.prats@upc.edu. <http://orcid.org/0000-0002-9142-6626>.

b Departament d'Enginyeria Civil i Ambiental, Universitat Politècnica de Catalunya. Jordi Girona, 1-3. 08034 Barcelona. juan.pedro.martin@upc.edu. <http://orcid.org/0000-0002-3914-615X>.

c Professor Serra Hünter, Departament d'Enginyeria Gràfica i de Disseny, Universitat Politècnica de Catalunya. Eduard Maristany, 16. 08019 Barcelona. carles.ferrer@upc.edu. <http://orcid.org/0000-0002-5605-8979>.

Mantenir correspondència amb el primer autor.

L'ordre de firma ha estat escollit d'aquesta manera ja que el primer autor ha estat qui ha escrit el cos del document. El segon autor ha fet la revisió i propostes de millora del text. Els tres autors, en treball amb equip, hem realitzat les tasques de recerca, investigació, càlcul i discussió que han permès fer aquest article.

Fecha de recepció: 07-07-2021. Fecha de aceptació: 04-01-2022.

la freqüència de les crescudes extraordinàries serien responsables del retrocés de la línia de la costa del delta iniciat a tombant de segle. La retenció de sediment als tres embassaments de capçalera és menys important per l'aportació fluvial a la costa que l'efecte de regulació del règim hidrològic (reducció dels cabals alts). Finalment, el desviament del tram final del riu amb la nova desembocadura resultant, inaugurada l'any 2004, ha provocat una reducció d'un ordre de magnitud de l'aportació de sediment del riu a la costa, comproment així encara més el futur de les platges del delta.

PARAULES CLAU: transport sòlid; regressió de deltes; impactes a rius; morfodinàmica; rescloses; preses.

LLOBREGAT DELTA RETREAT. EFFECTS OF THE ENGINEERING WORKS SINCE 19TH CENTURY

ABSTRACT

The recent human pressure upon the Llobregat River, an alluvial bed Mediterranean river, has changed its riverine and deltaic landscapes. The decrease in the coarse sediment yield into the sea has caused a shift in the delta evolution at the end of the 19th century which has resulted in a coastline retreat of 800 m (a set of data unknown so far). The paper concentrates on the fluvial component of the river-delta-sea system, trying to connect it to the delta evolution, and the possible causes of the delta retreat are analyzed. A method to compute the actual bed load transport with real information of the past river morphology and hydrological regime is developed. The encroachment (and channelization) by road and railway infrastructures built in the low valley in the last 70 years has reduced the sediment supply in the last 30 km of the river and caused important changes on fluvial morphology, but this is not the main cause of the coarse sediment yield decrease. Moreover, a number of weirs built throughout the 19th century and changes in flood frequency may be responsible for a baseline delta retreat starting at the beginning of the 20th century. The sediment accumulation behind the three dams built in the second half of the 20th century is less important for yearly sediment yield at the lower course than the flow regulation. Finally, the deviation of the final river reach and the resulting new river mouth, built in 2004, has become a sediment trap which poses a further thread to the future of the deltaic beaches since it has caused a decrease in the sediment yield into the sea of one order of magnitude.

KEYWORDS: sediment load; delta retreat; river pressures; morphodynamics; weirs; dams.

INTRODUCCIÓ

Els deltes són protuberàncies de la línia de costa que es formen on un sistema al·luvial entra a un mar (o llac) i subministra sediment de forma més ràpida que la capacitat dels processos marítics per redistribuir-lo (Orton & Reading, 1993). La importància relativa entre l'aportació de sediment fluvial i el modelatge exercit per l'acció de l'onatge i de la marea en determina la seva morfologia i evolució (Bridge, 2003). En el cas del Mediterrani, on no hi ha marees destacables, el factor marítim rellevant

és únicament l'onatge, el qual genera un transport longitudinal de sediment al llarg de la costa. Com major és l'aportació de sediment fluvial més sobresurt el delta dins la massa d'aigua, mantenint el factor marítim constant, i viceversa. Per tant, els canvis o impactes en el transport de sediment (també anomenat transport sòlid) d'un riu modifiquen l'aportació fluvial a la costa i són determinants per l'evolució d'un delta. La bibliografia és abundant tant en l'estudi de l'evolució de deltes com de l'evolució de rius, però la connexió entre ambdós actors és menys coneguda en termes físics, tot i les aproximacions estadístiques realitzades (Ibáñez et al., 2019).

Del transport de sediment fluvial, la fracció de sediment groller (sorres i graves), transportada pel fons, és la que contribueix a la progressió de la línia de costa; mentre que el sediment fi (llims o argiles), transportat en suspensió, contribueix a revertir la subsidència quan es diposita a la plana deltaica (Ibáñez et al., 2019). El transport sòlid de fons és el resultat del balanç entre el subministrament de sediment provinent d'aigua amunt i la capacitat de transport sòlid del tram (Einstein, 1964). Les actuacions antròpiques realitzades a un riu i la seva conca (e.g., construcció de preses, extraccions d'àrids, endegaments, reforestació) poden reduir de forma brusca i important el subministrament i/o la capacitat de transport sòlid, i provocar la regressió d'un delta degut a la disminució de l'aportació fluvial (Syvitski & Saito, 2007).

A la regió mediterrània, la regressió de les platges especialment en deltes és una gran preocupació (Sánchez-Arcilla et al., 2008). Al Nord-est de la península Ibèrica, concretament a la costa central catalana, hi trobem el delta del Llobregat. S'ha format gràcies a l'aportació de sediment feta pel riu Llobregat, que en llatí s'anomenava *Rubricatus*, que significa enrogit, en al·lusió al color de les seves aigües probablement degut al seu elevat transport de sediment fi. De l'evolució històrica del delta se'n coneix que la línia de costa ha progressat més de 3 km cap al mar des de l'època dels romans en algunes zones (Marquès, 1984), resultant en un augment de superfície molt important. En canvi, durant el segle xx l'evolució del delta ha esdevingut una dinàmica regressiva tal i com demostren les dades d'un retrocés superior a 300 m a les platges més properes a la desembocadura entre els anys 1949 i 1990 (Marcos, 1995). Aquesta regressió de la costa més propera a la desembocadura només pot haver estat possible per una reducció important de l'aportació fluvial, provocada possiblement per les diferents obres d'enginyeria que s'han realitzat en tot el curs del Llobregat des de mitjans del segle XIX i sobretot a partir del segle XX. Els estudis fets fins el moment no permeten establir quines han estat les causes de la disminució de l'aportació de sediment del Llobregat a la costa que ha provocat la regressió del delta, ni tampoc quan es va iniciar exactament aquesta regressió.

L'objectiu d'aquest estudi és relacionar la disminució de l'aportació de sediment groller del riu Llobregat a la costa amb la regressió del seu delta. Per fer-ho ha calgut estimar l'evolució de la costa del delta, l'evolució del transport sòlid de fons del riu al curs baix, i analitzar una per una les causes de la reducció d'aportació de sediment, fent especial èmfasi en l'impacte de les següents obres d'enginyeria: embassaments, rescloses, i endegaments. Els resultats obtinguts són útils per determinar quines mesures són més eficaces per recuperar el subministrament natural de sorra a les platges del delta i millorar la gestió del riu Llobregat i la seva conca.

ÀMBIT D'ESTUDI

El Llobregat és un riu de 163 km de longitud que drena una conca de 4.925 km² del Nord-est de la península Ibèrica, amb la capçalera situada al sector oriental dels Pirineus, i que desemboca al mar Mediterrani formant un delta (figura 1). El delta actual té una superfície aproximada de 100 km² i està limitat al Nord per la muntanya de Montjuïc i el port de Barcelona, i a l'Oest pel massís del Garraf. Entre aquests dos límits la costa original era una successió de platges contínues que sumaven 24 km de longitud, però l'ampliació progressiva del port de Barcelona fins a ocupar tot l'hemidelta Nord i la construcció de port Ginesta el 1986 a l'hemidelta Sud, ha provocat la pèrdua de més de 6 km de platja. A uns centenars de metres de la riba esquerra del riu s'alça el far del Llobregat, un edifici històric construït l'any 1567 que és un punt de control excel·lent de l'evolució de la línia de costa a prop de la desembocadura (figura 2a i 2b). La mida mitjana de la sorra de les platges és de 280 µm (Gràcia & Calafat, 2019), i el transport longitudinal d'aquesta sorra al llarg de la costa per l'acció de l'onatge té un sentit predominant de NE a SW, amb una capacitat de transport en un rang comprès entre $10 \times 10^3 - 75 \times 10^3$ m³/any (CIIRC, 2010). Originalment, abans de la construcció de port Ginesta, el delta no era una cel·la sedimentària tancada ja que el límit Oest era parcialment obert pel transport longitudinal de sediment (Gràcia & Calafat, 2019).

Pel que fa al riu, el seu curs baix comprèn els darrers 30 km des de la confluència amb l'Anoia, just aigua amunt del pont del Diable de Martorell (figura 1b), fins a la desembocadura al delta. Aquest és l'àmbit del riu que s'ha analitzat amb més detall en aquest estudi, i per un anàlisi més acurat de l'evolució temporal del transport sòlid s'ha dividit en cinc trams, de l'1 al 5 en sentit descendent (figura 1b). A la vall, en els tres primers trams (1-3), el Llobregat és un riu amb llit de graves que en el seu estat prístí tenia una morfologia divagant amb una llera ampla, lleugerament trenada i amb possibilitat de mobilitat en planta dins l'extensa plana al·luvial d'ambdós costats del riu. En els dos darrers trams (4-5) el riu té un llit al·luvial de sorres i flueix per la plana deltaica amb una morfologia meandriforme, caracteritzada per una sola llera sinuosa, amb unes vores més estables i un pendent més suau. Aquesta transició abrupta del material al·luvial del llit de graves a sorres normalment succeeix juntament amb un canvi sobtat del pendent longitudinal i de la morfologia (Cui & Parker, 1998), tal com és el cas del Llobregat. Una conseqüència important d'aquesta transició és que el tram 5, que subministra sediment a la línia de la costa, té una mida de les partícules del llit de $D_{50} = 600$ µm, similar a la mida de la sorra de les platges del delta. Al límit entre els trams 3 i 4 hi ha una estació d'aforament que mesura el cabal d'aigua del riu.

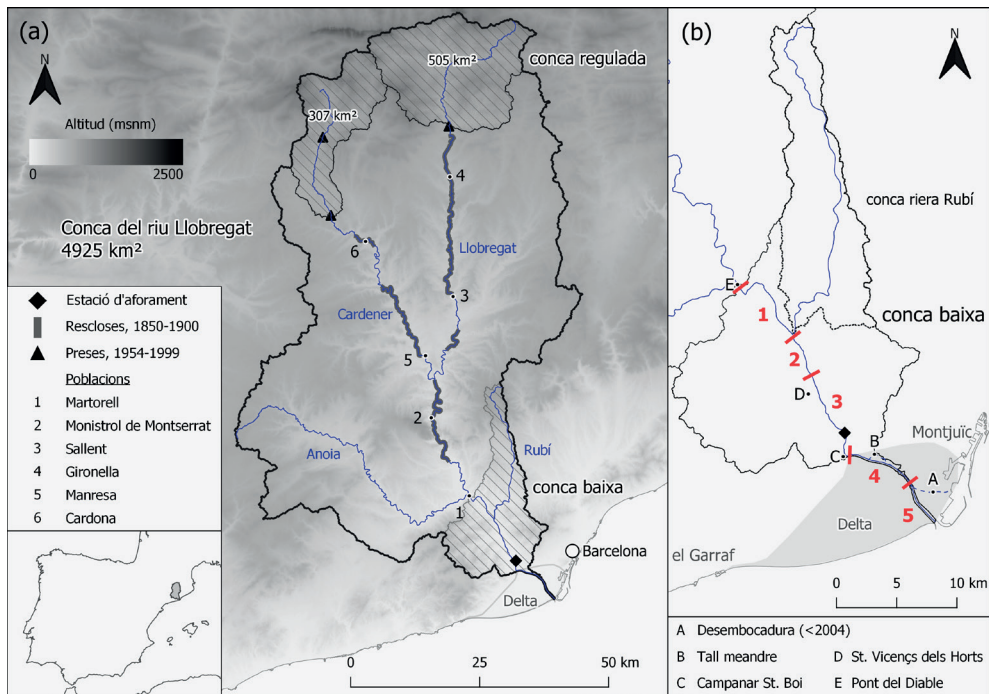


Figura 1. (a) Mapa d'emplaçament de la conca del Llobregat. (b) Ampliació de la part baixa de la conca amb la divisió del curs baix en 5 trams pel seu anàlisi i on es mostra la localització de l'estació d'aforament i dels topònims que es mencionen al llarg de l'article.

Actualment a la capçalera de la conca del Llobregat hi ha dues àrees regulades per embassaments (figura 1a). Una presa construïda l'any 1975, la Baells, regula una superfície de 505 km² amb un embassament de 109 hm³. La segona presa, Sant Ponç, construïda l'any 1954 al curs mig del Cardener, el principal afluent del Llobregat, regula una superfície de 307 km² amb un embassament de 24 hm³ de capacitat (a l'interior d'aquesta àrea regulada l'any 1999 es va construir la presa de la Llosa del Cavall). La superfície total regulada hidrològicament pels embassaments (la conca regulada) és de 812 km² i representa un 16,5% de la conca del Llobregat. Cap de les tres preses disposa de sistemes per permetin el pas del sediment acumulat.

Durant el període temporal d'aquest estudi, des de la segona meitat del segle XIX fins a l'actualitat, s'han realitzat diverses obres d'enginyeria a la llera del Llobregat i a la seva conca que poden haver provocat impactes en el transport de sediment del riu; aquestes obres són: construcció de multitud de rescloses (també anomenades assuts) especialment al curs mig del riu per aprofitar l'energia hidràulica durant l'arribada de la Revolució Industrial a Catalunya, convertint el Llobregat en "el riu més treballador"; regulació del curs alt mitjançant la construcció de grans preses; estrenyiment de la llera i ocupació de la plana d'inundació de molts cursos fluvials de la conca degut a la construcció d'infraestructures i

endegaments, destacant especialment les obres realitzades al curs baix del riu des de la segona meitat del segle xx; desviació de la desembocadura del riu tres km al Sud l'any 2004 per l'ampliació del port de Barcelona creant una llera d'amplada més del doble que l'original i propensa a l'acumulació de sediment. A més d'aquestes obres, els canvis d'usos del sòl produïts a la conca i les extraccions de material al·luvial de la llera (es té constància que se n'han fet però no es disposa de dades) també poden haver provocat impactes en el transport de sediment.

MATERIALS I MÈTODES

Cartografia històrica

Les fonts cartogràfiques utilitzades per tal d'analitzar tant l'evolució de la costa del delta del Llobregat com la del riu, han consistit en plànols i mapes històrics disponibles als arxius públics i imatges aèries georeferenciades. Les fonts cartogràfiques obtingudes dels arxius històrics són els primers mapes i plànols fets a escala i de forma precisa, fet que permet obtenir informació molt valuosa del període comprès entre mitjans del segle xix i mitjans del segle xx, abans de la realització de les primeres imatges aèries. De l'Arxiu Històric de la Ciutat de Barcelona s'han obtingut plànols de la costa del delta que daten del 1859, 1882, 1891, 1902, 1909 i 1926. De l'Arxiu Nacional de Catalunya (ANC) s'han obtingut dos plànols dels anys 1846 i 1854 que representen la llera i plana d'inundació del Llobregat en els trams 3 i 4 de l'àmbit d'estudi del riu. Mitjançant tècniques SIG ha estat possible georeferenciar els plànols de la costa del 1891 i 1926, i els del riu del 1846 i 1854. L'anàlisi de l'evolució del delta i del riu des de mitjans del segle xx fins a l'actualitat s'ha fet a partir d'imatges aèries georeferenciades. De l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC) s'han utilitzat les imatges obtingudes pels vols dels anys 1946, 1956, 2000 i 2016; i del departament de cartografia de l'Àrea Metropolitana de Barcelona (AMB) les imatges dels anys 1965, 1974 i 1981. Del Centre de Recerca Ecològica i Aplicacions Forestals (CREAF) s'han obtingut els mapes de cobertes del sòl dels anys 1956 i 2009. Mitjançant aquests mapes s'han obtingut els resultats dels canvis d'usos del sòl a la conca del Llobregat.

Evolució de la costa

Gràcies a que apareix en tots els plànols històrics de la costa consultats, el far del Llobregat s'ha utilitzat com a punt de control de l'evolució de la costa del delta a la desembocadura. Mesurant la distància entre el far i la costa ha estat possible determinar l'evolució de la costa en aquest punt des del 1859, data del primer plànol a escala on apareix, fins el 1956, darrera data abans que s'hagués de protegir el far amb escullera degut al retrocés de la costa.

Per l'anàlisi de l'evolució del delta s'ha traçat la posició de la línia de costa (de platja) corresponen als anys 1891, 1926 (només hemidelta Nord), 1946, 1956, 1965, 1974, 1981 i 2000 (només hemidelta Sud), utilitzant el *software* QGIS 3.4[®]. A partir d'aquestes línies, utilitzant el programa Digital Shoreline Analysis System (DSAS) de l'U.S.G.S. s'han calculat els valors d'avenç/retrocés de la costa, els volums de sorra guanyats/perduts i les respectives taxes d'evolució anual. L'anàlisi de l'avenç/

retrocés de la costa s'ha limitat al període 1891-1981, i el càlcul de la variació de volum de sorra de les platges a 1946-1981, degut a les següents intervencions modernes que han modificat la costa: ampliació del port de Barcelona (la figura 2a mostra que l'any 2000 el port s'estenia fins a la riba esquerra del riu), construcció de port Ginesta el 1986, i alimentació artificial de les platges amb sorra mitjançant dragats. Pel càlcul dels volums de sorra s'han utilitzat els valors de profunditat de tancament de la plataforma de platja i d'alçada de la berma de les platges del delta, 6,35 m i entre 0,9 i 1,4 m respectivament (CIIRC, 2010). S'ha considerat un valor de 35% de porositat per tal de fer el pas de volums bruts a volums nets de sorra.

Règim hidrològic amb i sense embassaments

Les dades de l'estació d'aforament de Sant Joan Despí (figura 1), en funcionament des de l'any 2002, s'han utilitzat per elaborar una corba de cabals classificats¹ del curs baix del Llobregat pel període 2002-2018. Aquest període, posterior a la construcció de l'última gran presa de la conca l'any 1999, és prou llarg per representar una corba de cabals classificats característica del règim hidrològic actual del Llobregat, regulat pels tres embassaments de capçalera. De fet, el període és suficient per representar correctament els cabals normals i les crescudes anuals però no per tenir en compte les grans crescudes, aquelles que tenen un període de retorn superior als 10 anys. La corba de cabals classificats s'ha obtingut a partir de les dades de cabal horàries de l'estació d'aforament, ordenant-les totes de major a menor cabal, i realitzant les mitjanes corresponents per tal d'obtenir un valor pels 365 dies de l'any.

Una contribució d'aquest estudi és que mitjançant la mateixa sèrie de dades de l'estació d'aforament, juntament amb els nivells diaris reals dels tres embassaments de la conca pel mateix període, s'obté una corba de cabals classificats del Llobregat sense embassaments, que és una corba hipotètica que representa el règim hidrològic natural, previ a l'any 1954. Aquest procés es realitza afegint o sotraient la variació de volum diari (en unitats de m³/s) dels embassaments a les dades de cabal horàries mesurades a l'estació d'aforament. Els temps de viatge de l'aigua des de la sortida dels embassaments fins a l'estació (22 hores pel Llobregat i 20 hores pel Cardener) són els temps de demora entre la variació de volum als embassaments i el cabal que s'ha de modificar per suma o resta a l'estació. Per tal que coincideixi l'interval temporal de les dues sèries de dades i poder fer aquest pas, ha calgut transformar les dades diàries dels embassaments a horàries, de tal manera que un valor de variació de volum diari es converteix en 24 valors iguals de variació de volum horari. Un cop fets aquests passos, el procés realitzat per obtenir la corba de cabals classificats sense embassaments és el mateix que per la corba amb embassaments.

1 Corba decreixent que ordena els cabals d'un riu al llarg de l'any de més grans a més petits amb un valor per cada dia. El cabal del dia 1 correspon al valor que de mitjana només es produeix 1 cop l'any, i el del dia 365 al que de mitjana es supera tots els dies de l'any.

Rescloses

Tot i que l'impacte de les rescloses en el transport sòlid d'un riu és important i pot provocar canvis en la morfologia fluvial, és un aspecte menys estudiat que el de les grans preses (Ibáñez et al., 2013; Peeters et al., 2020). Els efectes en el transport de sediment de la presència de rescloses en un riu són (i) la retenció de sediment groller i, (ii) la disminució de la capacitat de transport sòlid. El punt de partida per a realitzar una estimació de l'impacte de les rescloses han estat les dades d'alçada i any de construcció de les existents en tot el curs del Llobregat i el Cardener (Alayo, 2017). Mitjançant aquesta informació i un cop geolocalitzades totes les rescloses, a partir del model d'elevacions del terreny de 15×15 m de l'ICGC s'ha realitzat un perfil longitudinal de l'eix del Llobregat i el Cardener on se'n mostra la seva ubicació i també, per diferents trams del riu, l'evolució de la relació de la suma de l'alçada de les rescloses respecte el desnivell del riu des de l'any 1800 fins al 1950. Mitjançant aquesta relació s'obté el desnivell lliure de rescloses, amb el qual es calcula el pendent longitudinal del riu. Els resultats del pendent longitudinal del riu lliure de rescloses s'han utilitzat com a mesura indirecta de l'evolució de la capacitat de transport sòlid de fons.

Transport sòlid de fons del riu

Ni al curs baix del Llobregat ni en tota la seva conca existeix o ha existit mai cap estació de mesura del transport sòlid de fons. Per tant, el transport de fons real del Llobregat no es coneix i s'ha hagut d'estimar mitjançant la utilització d'expressions empíriques de la capacitat de transport, les quals cal ressaltar que proporcionen resultats que poden diferir força respecte el transport real. Pel que fa al transport en suspensió, mitjançant les mesures de terbolesa fetes a l'estació d'aforament del curs baix (figura 1b) entre 1995 i 2002, i assumint una densitat del sediment de $1,1 \text{ t/m}^3$, Lique et al. (2009) han obtingut un valor de $\approx 90 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$.

L'àmbit en què s'ha calculat l'evolució del transport de sediment de fons del Llobregat són els 5 trams del curs baix del riu (figura 1b), i el període temporal correspon als anys 1946-1956-1965-1974-1981-2016. Per a cadascun dels 5 trams, per tant, s'han calculat 6 valors de transport de sediment. Les imatges aèries proporcionen informació de la morfologia en planta de la llera necessària per realitzar els càlculs i és per això que els anys analitzats corresponen a les dates de les imatges aèries. Per aquest motiu, i tot i que es disposa d'informació cartogràfica prèvia d'alguns trams del riu, l'estudi de l'evolució temporal s'inicia l'any 1946.

Per a conèixer el transport sòlid de cada tram i cada data ha calgut estimar el subministrament i la capacitat de transport. L'evolució del subministrament s'ha estimat de forma indirecta a partir de la superfície al·luvial de la llera, ja que la llera proporciona la càrrega de fons (Prats-Puntí, 2018). A més, també s'han utilitzat els plànols de l'ANC dels anys 1846 i 1854, juntament amb la comparació de fotografies històriques i actuals de la llera. Per a la capacitat de transport sòlid de fons també s'han utilitzat els resultats del treball fet per Prats-Puntí (2018), obtinguts aplicant l'expressió de Meyer-Peter i Müller corregida per Wong & Parker (2006). Per poder aplicar-la a cada tram i data es defineixen, utilitzant les imatges aèries i la documentació d'arxius històrics, els següents aspectes: la dimensió

mitjana de les partícules del llit al·luvial, el pendent longitudinal de l'eix del riu, una secció transversal característica, i l'amplada al·luvial de la llera. L'expressió s'aplica per tots els cabals de les corbes de cabals classificats amb i sense embassaments. D'aquesta manera és possible quantificar l'impacte que té la regulació del règim hidrològic en la capacitat de transport sòlid del curs baix del Llobregat.

Per últim, s'ha utilitzat el càlcul del volums erosionat a la llera després de la crescuda extraordinària de l'any 2000 obtingut per la comparació de perfils longitudinals (Martín-Vide et al., 2020), i la dada de transport en suspensió del Llobregat (Liquete et al., 2009), per tal de comparar la magnitud del transport sòlid de les grans crescudes respecte al corresponent a un any mitjà i per a validar els valors estimats de capacitat de transport sòlid de fons.

Propagació riu avall dels impactes en el transport de fons

Els efectes dels impactes en el subministrament del sediment groller (material de transport de fons), tant siguin per disminució o augment de la seva disponibilitat, no es limiten a la zona del riu més propera on s'han produït sinó que es propaguen riu avall com una pertorbació. La pertorbació es dissipa lentament, fruit de la modificació del perfil longitudinal del riu, però els efectes poden afectar tot el curs fins a la desembocadura. La velocitat de propagació de la pertorbació està relacionada amb la velocitat a la que es desplacen les partícules del llit, que és alguns ordres de magnitud inferior a la velocitat del flux l'aigua. Com a conseqüència d'aquesta baixa velocitat, la propagació riu avall és lenta i els efectes es poden acabar manifestant anys després de l'inici de l'impacte. L'estudi de Liébault *et al.* (2005) va determinar una velocitat de propagació riu avall de 300-500 m/any per l'ona de pertorbació causada per la reforestació d'una conca. En el present estudi, aquesta velocitat s'utilitza per estimar el temps necessari per l'arribada al curs baix del Llobregat i a la seva desembocadura dels impactes en el subministrament produïts pels embassaments de la capçalera, les rescloses i les obres d'enginyeria fetes al curs baix.

RESULTATS

Evolució de la costa del delta

A diferència del creixement general de tot el delta del Llobregat en el passat (Marcos, 1995; Marquès, 1984), la línia de costa ha estat retrocedint de forma important en algunes zones des del començament del segle xx. La figura 2a mostra el retrocés de les platges adjacents a la desembocadura del riu des de l'any 1891 fins el 2000. La regressió màxima és de pràcticament 800 m en tot el període.

Els resultats obtinguts de la distància entre el Far del Llobregat i la costa demostren que la platja en aquest punt avançava durant la segona meitat del segle xix, assolint l'any 1891 una distància màxima de 355 m (taula 1). Des de la darrera dècada del segle xix però, es va produir un canvi de tendència i la costa va començar a retrocedir inexorablement de tal manera que a mitjans del segle xx la platja enfront del far havia desaparegut completament (figura 2a). L'anàlisi dels resultats de la taula 1 mostra, a més a més d'aquest canvi de tendència desconegut fins ara, que la taxa mitjana anual de l'evolució de la costa disminueix amb el temps: en el període que la platja augmenta d'amplada (1859-1891) la

taxa anual d'avenç disminueix (de +2,6 a +1,1 m/any), i en el que la platja retrocedeix (1891-1956) la taxa de regressió augmenta (de -3,5 a -8,4 m/any). El valor de -0,7 m/any del període 1902-1909 que trenca aquest ritme podria ser degut a que l'any 1907 es va produir una gran crescuda del riu que va inundar la totalitat del delta (Codina, 1971). El port de Barcelona no hauria d'haver tingut un paper important en la forta regressió de la platja a la desembocadura en aquest període, ja que entre els anys 1859 i 1956 el port estava situat a una distància superior a 3 km, i perquè els plànols mostren que el seu creixement des d'inicis del segle xx (del 1859 fins a 1902 no té cap ampliació) encara es produïa enfront de la muntanya de Montjuïc i no a la costa del delta.

Taula 1. Evolució de la distància entre el Far del Llobregat i la línia de costa i de la taxa anual d'avenç (+) o regressió (-) de la platja respecte la data anterior. Les fonts cartogràfiques utilitzades per obtenir aquestes dades són mapes de l'Arxiu Històric de la Ciutat de Barcelona (1) i imatges aèries geo-referenciades de l'ICGC (2).

Any	Font cartogràfica	Dist. Far-costa (m)	Evolució costa (m/any)	Any	Font cartogràfica	Dist. Far-costa (m)	Evolució costa (m/any)
1859	1	285		1909	1	311	-0,7
1882	1	345	+2,6	1926	1	237	-4,4
1891	1	355	+1,1	1946	2	84	-7,7
1902	1	316	-3,5	1956	2	0	-8,4

L'evolució de la costa en tot l'àmbit del delta, ja sigui progressió cap al mar (avenç) o retrocés terra endins (regressió), expressat en metres, es resumeix al gràfic de la figura 2c. L'evolució total al llarg del període 1891-1981 es mostra gràficament respecte una abscissa x que va d'Oest (esquerra) a Nord (dreta), juntament amb l'evolució en dos subperíodes de 55 (1891-1946) i 35 anys (1946-1981) que mostren tendències temporals i oscil·lacions. Al tram entre les abscisses $x = 18$ km i $x = 24$ km s'hi observa un contorn oval que sobresurt lleugerament cap al mar, en el qual a la posició $x = 21$ km hi ha la desembocadura del riu. En aquest tram de 6 km la costa ha estat retrocedint d'una manera coherent, en el sentit que a major proximitat respecte la desembocadura major ha estat el retrocés, suggerint això el paper clau d'una reducció de l'aportació de sediment fluvial en l'evolució de la costa. Aquesta tendència és força comuna també pels dos subperíodes. Les platges situades entre $x = 0$ km i $x = 18$ km, en canvi, en general han progressat, si bé en aquesta zona les fluctuacions temporals i espacials han estat més notòries. En aquest tram destaca pel subperíode 1891-1946 l'avenç important de la costa (entre 100 i 200 m de mitjana), que concorda amb la dada de progressió de la platja de 179 m, entre els anys 1844 i 1934, mesurada a la caserna situada a $x \approx 17,5$ km (veure figura 2b) per l'estudi de Paladella i Faura (1935). El transport per part de l'acció de l'onatge de la sorra erosionada de les platges adjacents a la desembocadura (regressió mitjana de 300 m entre 1891-1946) cap a l'Oest explicaria l'augment d'amplada d'aquestes platges.

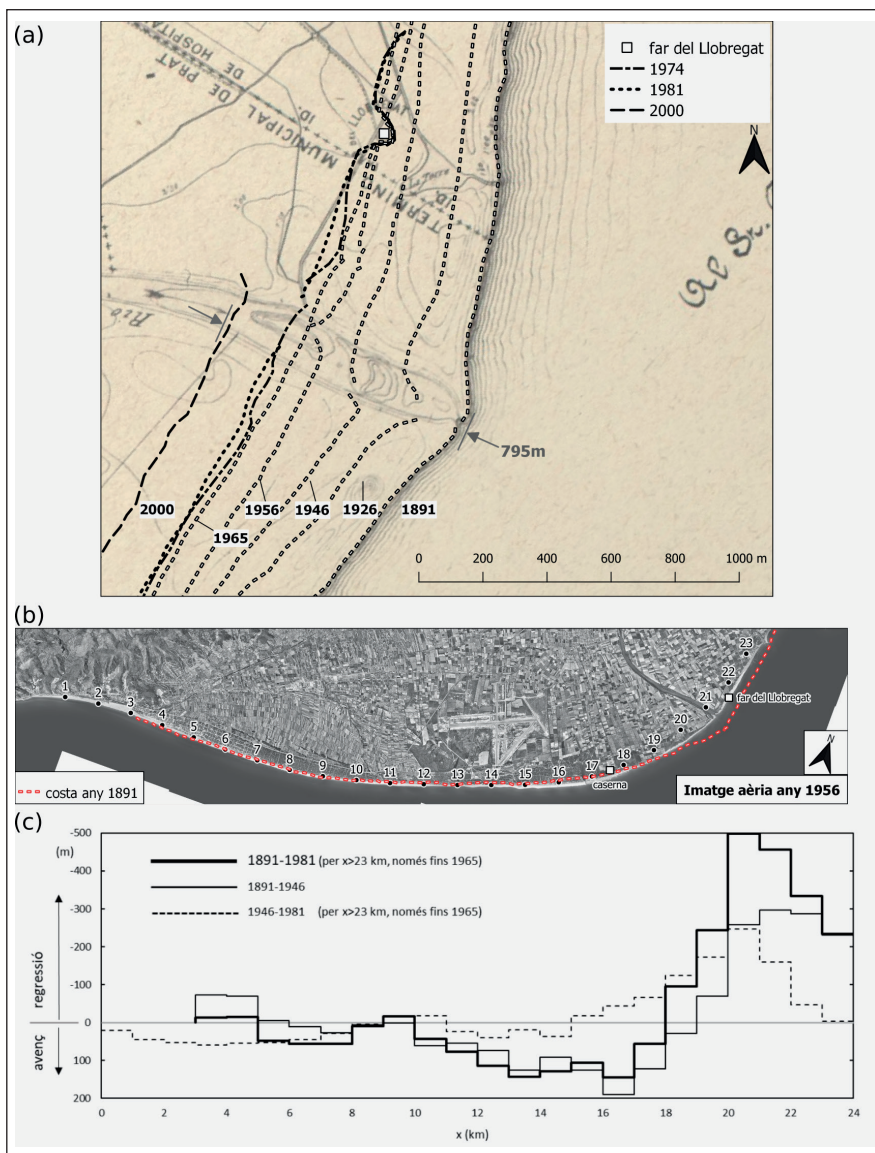


Figura 2. (a) Regressió de la costa del delta del Llobregat a la desembocadura del riu des de l'any 1891 (data del mapa de fons, també) fins a l'any 2000 (el 2004 es desvia el riu al Sud i l'ampliació del port de Barcelona ocupa tota aquesta zona). Figura dels autors feta geo-referenciant les línies de costa dels anys 1891 i 1926 (mapes de l'Arxiu Històric de la Ciutat de Barcelona) i utilitzant imatges aèries de l'ICGC. (b) Imatge aèria dels 24 km de costa del delta. Es mostra la ubicació del Far del Llobregat i la caserna. (c) Gràfic de la mitjana de l'avanç (+) o retrocés (-) de la costa en tot l'àmbit del delta en trams d'1 km de longitud, pel període 1891-1981 i en dos intervals inclosos.

Els resultats obtinguts del balanç del volum de sorra de les platges afluïren un dèficit de $63 \times 10^3 \text{ m}^3$ /any al Nord ($x = 15\text{-}24 \text{ km}$) i un augment de $25 \times 10^3 \text{ m}^3$ /any a les platges de l'Oest ($x = 0\text{-}15 \text{ km}$) pel període 1946-1981. En tres dels quatre períodes el dèficit de sorra de les platges del delta és superior a l'excedent. El balanç negatiu (pèrdua de sorra) es pot explicar pel límit occidental parcialment obert (a $x = 0 \text{ km}$). La capacitat de transport longitudinal de sediment de la costa (volum net de $10 - 75 \times 10^3 \text{ m}^3$ /any) sembla capaç, per ordre de magnitud, de transportar aquestes quantitats de sorra des les platges del Nord cap a les de l'Oest i fins i tot de traspasar part d'aquesta sorra a través del límit occidental del delta.

Taula 2. Canvis de volum de sorra ($\times 10^3 \text{ m}^3$ /any) de la costa del delta del Llobregat desglossats per dècada i zona (les platges més occidentals i la zona més pròxima a la desembocadura).

Volum net ($10^3 \times \text{m}^3$ /any)	1946-56	1956-65	1965-74	1974-81	1946-81
Excedent, $x = 0\text{-}15 \text{ km}$	-5 ^a	+32	+21 ^b	+32 ^b	+25
Dèficit, $x = 15\text{-}24 \text{ km}$	-84	-54	-52 ^c	-30 ^c	-63
Balanç (excedent vs. dèficit)	-89	-22	-31	+2	-38

^a És un dèficit, no excedent; noteu el signe menys. ^b Al llarg de $x = 5\text{-}15 \text{ km}$. ^c Al llarg de $x = 15\text{-}22 \text{ km}$.

Efectes dels canvis a la llera i la conca en el transport de sediment del riu

Usos del sòl i urbanització

Els canvis d'usos del sòl tenen la capacitat de modificar el transport sòlid d'un riu ja que poden provocar variacions del seu cabal, fruit de l'escolament superficial de la precipitació, i del subministrament de sediment a la llera (sobretot sediment fi). Els resultats de la conca del Llobregat entre 1956 i 2009 es resumeixen a la taula 3, desglossats en tres categories generals. Els percentatges pel conjunt de la conca mostren un canvi modest consistent en la pèrdua de sòl agrícola degut a l'expansió dels nuclis urbans per una banda, i pel creixement forestal (boscos i matollars) en conreus abandonats, per l'altra.

Taula 3. Evolució (percentual) dels usos del sòl en el conjunt de la conca del Llobregat, la conca baixa i la conca de la riera de Rubí, entre els anys 1956 i 2009. Font: (Prats-Puntí, 2018)

	Conca, 4.925 km ²		Conca baixa, 343 km ²		Conca Rubí, 124 km ²	
	1956	2009	1956	2009	1956	2009
Agrícola	35%	22%	43%	8%	45%	9%
Zona urbana	2%	8%	6%	37%	8%	43%
Forestal	63%	70%	51%	55%	47%	48%

Per la conca baixa del Llobregat, que representa un 7% del total de la conca (figura 1a), la pèrdua de terreny agrícola és de major importància i beneficia més la zona urbana que la forestal. El curs baix

del Llobregat, pròxim a Barcelona, és el tram més intervingut i amb més canvis. El cas de la conca més urbanitzada, la de la riera de Rubí, mostra una transformació més forta d'usos del sòl entre els terrenys agrícoles i les àrees urbanes (taula 3, localització a la figura 1b). Aquest afluent té molts trams endegats però no hi ha cap presa. Per tant, les obres fetes a la llera i l'augment d'escolament superficial degut a la forta urbanització han d'haver estat les causes dominants en la important incisió de la llera detectada en aquest riera des de l'any 1962 (Martín-Vide & Andreatta, 2009).

Embassaments: retenció de sediment

La fracció del transport sòlid provinent de la conca regulada transportada en suspensió, la càrrega de rentat, es quedarà majoritàriament atrapada als embassaments, però aquesta component del transport que té una mida de les partícules corresponent al rang de l'argila i el llim (fins a 62 µm) no és rellevant per l'evolució de la línia de la costa, composta de sorra fina (280 µm). Pel que fa a la fracció grollera –provinent del material al·luvial de les lleres, que acaba tota retinguda als embassaments i que sí que és rellevant per la costa– i la densitat de la xarxa de drenatge són similars pel conjunt de la conca però la pluviometria i el pendent dels cursos fluvials és major a la conca regulada. Conseqüentment, el subministrament de sediment groller provinent de les lleres retingut als embassaments és probablement superior al valor del percentatge de conca regulada (16,5%) ja que la major part de l'erosió natural té lloc a les zones muntanyoses (Wilkinson & McElroy, 2007).

La interrupció total del transport de sediment groller per part de les preses provoca un dèficit de subministrament que es propaga riu avall produint la incisió de la llera, fenomen conegut com a *sediment starvation*. Aquesta incisió és el resultat d'un desequilibri en el balanç sedimentari, ja que mentre que la capacitat de transport sòlid, que depèn del cabal líquid, de les dimensions de la llera i del seu pendent, pot tenir poques variacions, el subministrament té una reducció total o quasi total. En conques del sud de la península Ibèrica, Lique et al. (2005) van determinar que, tot i que la construcció de preses es va iniciar l'any 1970 fins a assolir una regulació del 42% de la superfície, el seu impacte l'any 2005 era poc perceptible a la desembocadura de rius d'entre 5 i 150 km de longitud. En el cas del Llobregat, on la distància entre les preses i la desembocadura és superior a 120 km (figura 1a i figura 3), tenint en compte la velocitat de l'ona de pertorbació de 500 m/any (Liébault et al., 2005) és força improbable que els efectes hagin arribat encara al curs baix del riu. En altres paraules, la retenció de sediment groller als grans embassaments des de l'any 1954 i 1975 no ha estat rellevant pel canvi de tendència i regressió del delta, que s'inicia mig segle abans. A llarg termini però, aquest efecte de retenció es notarà a la desembocadura.

Embassaments: regulació de cabals

Els embassaments produeixen un segon impacte en el transport de sediment riu avall a causa de l'alteració que produeixen en el règim hidrològic natural per la regulació dels cabals, més precisament degut a l'atenuació dels cabals alts i la laminació de les crescudes. Des del moment que un embassament acumula aigua, la corba de cabals classificats experimenta una reducció dels cabals alts juntament amb un increment dels baixos. Aquests canvis afecten el transport sòlid de fons per mitjà de dos trets característics del transport de sediment: (i) l'existència d'un lllindar per l'inici del moviment de les partícules i, per tant, una reducció dels cabals alts implica menys dies amb cabal superior al lllindar i llavors més dies sense

transport; i (ii) la no linealitat de les equacions de transport de fons, en el sentit que una certa reducció en el cabal implica una major reducció en el transport (per exemple, si el transport de fons és proporcional al quadrat del cabal llavors la meitat de cabal implica una quarta part de transport de fons). A diferència de l'efecte de retenció de sediment, aquest impacte afecta immediatament des del moment de la construcció de l'embassament a tot el curs del riu aigua avall fins a la desembocadura ja que l'aigua triga només unes hores a fer tot el recorregut, mentre que el sediment de fons pot necessitar moltes dècades.

L'alteració del règim hidrològic s'ha analitzat mitjançant la comparació de les corbes de cabals classificats del Llobregat amb i sense embassaments. El resultat principal de la comparació de les corbes obtingudes és que, sense embassaments, el cabal és superior durant els primers 130 dies de l'any i inferior per la resta de l'any. El cabal del dia 1 de la corba de cabals classificats a l'estació d'aforament augmenta de 259 a 308 m³/s, i un increment força similar i constant del 20% també es produeix pels primers 100 dies. Tot i que la metodologia utilitzada ha permès sortejar l'absència de dades hidrològiques del Llobregat prèvies al 1954, és sensat admetre que en el cas que aquestes dades haguessin existit, la seva comparació amb la restitució del règim natural feta mitjançant el període 2002-2018 podria haver generat seriosos dubtes pel que fa a l'homogeneïtat de les dades a causa de canvis en les extraccions d'aigua, en l'escolament superficial i probablement en el règim pluviomètric.

Resclores

En total, des de l'any 1816 fins el 1962, es van construir 91 rescloses al Llobregat i al Cardener, especialment al seu curs mig (figura 1a). L'alçada mitjana d'aquestes rescloses és de 4,2 m, amb una desviació estàndard de 2,9 m. El període de màxima construcció va ser entre els anys 1850 i 1900, quan es van construir el 62% del total. Actualment, excepte casos comptats, totes les rescloses construïdes segueixen presents al riu.

La retenció de la fracció de sediment groller a les rescloses (i), a diferència de les preses, és un efecte transitori ja que passat un cert temps des de la construcció, proporcional a la seva alçada, i sense que estiguin completament reblertes, la major part del transport de fons pot sobrepassar la resclosa per coronació i continuar riu avall (Peeters et al., 2020). La pràctica totalitat de les rescloses del Llobregat tenen més de 70 anys i el 70% es van construir al segle XIX; per tant és previsible que actualment la gran majoria ja no suposin una barrera infranquejable pel transport de fons. Tot i això, durant els anys posteriors a la seva construcció sí que van poder retenir la major part (o la totalitat) del sediment groller (especialment les rescloses més altes), produint-se un dèficit de sediment (*sediment starvation*) que, com en el cas de les grans preses, origina una pertorbació que es propaga riu avall.

Pel que fa a la capacitat de transport sòlid (ii), cada resclosa genera una pèrdua de desnivell lliure al riu equivalent a la seva alçada que provoca una disminució del pendent longitudinal del riu. En casos com el del Llobregat, on en trams relativament llargs hi ha successió de rescloses seguides on el rabeig d'una arriba just al peu de l'anterior, fent que el desnivell lliure del tram sigui nul, la reducció del pendent del riu és important (a les taules de la figura 3 es mostra la reducció progressiva del pendent longitudinal). La disminució del pendent provoca una reducció de la capacitat de transport sòlid que té com a conseqüència una disminució del subministrament riu avall. A diferència de l'efecte de retenció de sediment però, aquesta disminució de capacitat de transport és permanent mentre la resclosa existeixi.

Conseqüentment, aquest impacte menys evident i que a priori podria semblar menys destacable en rius com el Llobregat és molt important. A l'apartat de discussió es realitza una anàlisi de la propagació fins al curs baix del Llobregat de la disminució de capacitat de transport sòlid del curs mig.

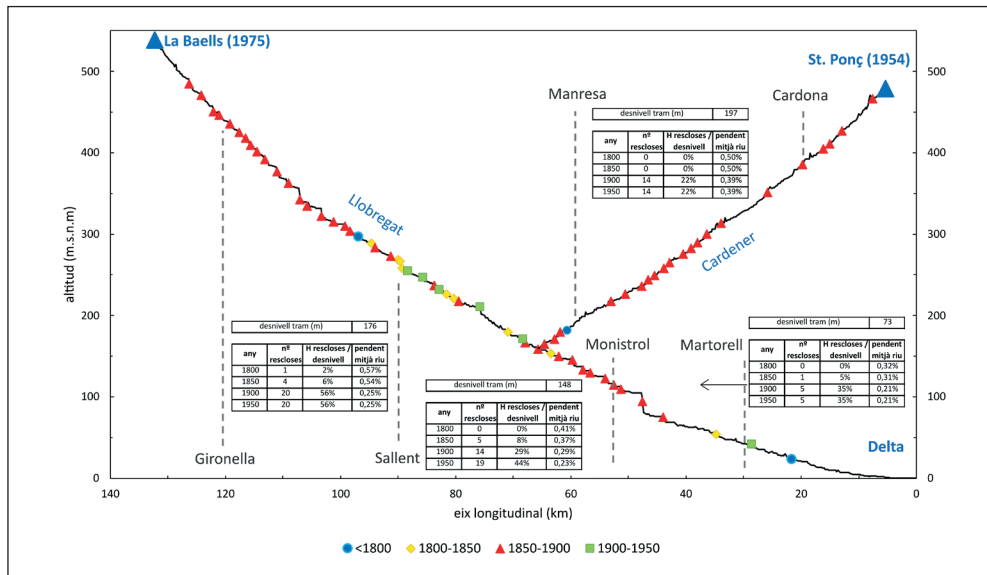


Figura 3. Perfil longitudinal del Llobregat i el Cardener on apareixen localitzades les rescloses construïdes en diferents períodes. Les taules mostren l'evolució de l'impacte de les rescloses (H, alçada de resclosa), mesurat en termes de pendent del riu lliure de rescloses, per diversos trams delimitats per poblacions (ubicacions a la figura 1a).

Font: elaboració pròpia utilitzant les dades d'Alayo (2017) i el model d'elevacions del terreny de 15 x 15 m de l'ICGC.

Obres d'enginyeria del curs baix

Els trams 1-3 del curs baix formen part del principal corredor viari i ferroviari venint del sud que travessa la serralada Litoral fins a la plana de Barcelona. Els anys de posada en funcionament de les infraestructures principals són: 1970 per a una autopista (que té l'efecte com un dic) que travessa la plana d'inundació pel marge esquerre; 1979 pel tall d'un meandre a la zona de Cornellà de Llobregat (figura 1b); 1998 per l'autopista homòloga (un altre dic) que travessa la plana d'inundació pel marge dret, seguida per la línia ferroviària d'alta velocitat enganxada al costat del riu d'aquesta mota; i finalment el 2004 per la nova desembocadura del riu. La figura 4a i 4b és una vista a detall d'un tram específic pròxim al municipi de Sant Vicenç dels Horts on s'observa que les autopistes han escanyat el riu i envaït i desconnectat la plana d'inundació de la llera.

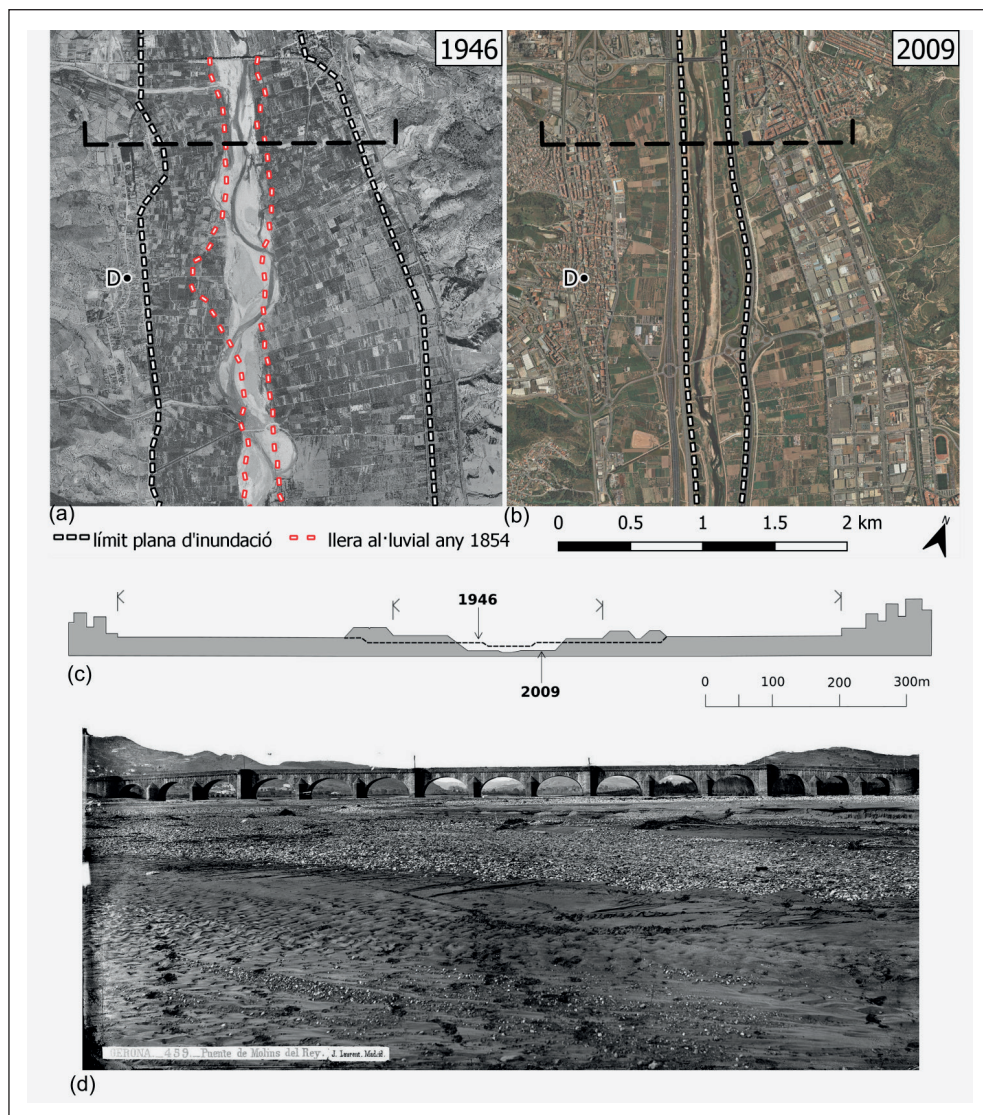


Figura 4. Imatges aèries de l'ICGC dels anys 1946 (a) i 2009 (b) del Llobregat a prop de Sant Vicenç dels Horts (D, localització a la figura 1b. Zona d'inici del tram 3), on s'observa com les infraestructures han escanyat el riu. El pont de Carles III, a la part superior de la imatge (a) i a la fotografia (d) feta l'any 1866-1867 pel fotògraf Jean Laurent. El pont va col·lapsar l'any 1971 després d'una gran crescuda que va erosionar el llit i és el límit entre els trams 2 i 3. (c) Secció transversal del tram 3 a través del tall transversal (línia discontinua) de les imatges aèries.

Les infraestructures han provocat l'estrenyiment del riu i una reducció molt gran de la superfície al·luvial de la llera (taula 4). Cal destacar la reducció de la superfície al·luvial fins pràcticament la meitat en el període 1946-1981 (fins a una tercera part en el tram 3). La situació actual (2016) mostra l'escenari final, per ara, de la dramàtica pèrdua de superfície al·luvial de la llera.

Taula 4. Evolució de la superfície al·luvial i l'amplada mitjana de la part estrictament al·luvial de la llera del Llobregat.

Tram	1, vall	2, vall	3, vall	4, delta	5, delta	total
Longitud (km)	8,5	3	8	6,5	4	30
Superfície al·luvial (Ha) / amplada mitjana (m)						
1946	148 / 175	54 / 180	119 / 150	57 / 90	35 / 90	413 / 138
1956	86 / 100	33 / 110	57 / 70	42 / 65	25 / 62	243 / 81
1965	106 / 125	47 / 157	67 / 84	41 / 63	28 / 70	289 / 96
1974	-	49 / 163	53 / 66	43 / 66	30 / 75	175 / 81 ^b
1981	-	30 / 100	41 / 51	54 / 83	30 / 75	155 / 72 ^b
2016	28 / 33	18 / 60	29 / 36	23 / 35	77 / 190 ^a	98 / 38 ^c

^a Aquest valor és degut a la nova desembocadura. ^b Valors pels darrers 21,5 km del riu (trams 2-5). ^c Ídem pels primers 26 km. Font: (Prats-Puntí, 2018).

Les infraestructures de connexió de Barcelona són una de les causes que expliquen aquest canvi, però el calendari de la seva construcció suggereix que només les quatre últimes files de la taula 4, que manifesten la reducció de l'amplada al·luvial mitjana des de 96 m (1965), a 72 m (1981) i fins finalment només 38 m (2016), són atribuïbles a les infraestructures. La reducció d'amplada al·luvial s'havia iniciat amb anterioritat.

A la figura 5 presentem dues comparacions de fotografies del riu, fetes des d'exactament els mateixos punts i amb més d'un segle de diferència, que mostren la perspectiva des del pont del Diable (a) i des del campanar de l'església de Sant Boi de Llobregat (b) (veure la figura 1b per ubicar-los). S'obté la mateixa conclusió d'aquest canvi dramàtic a partir dels plànols dels anys 1846 i 1854 de l'arxiu històric, ja que demostren que l'amplada al·luvial mitjana de la llera en aquella època (272 m) pràcticament doblava el valor d'un segle després (150 m, any 1946) i multiplica per set l'amplada actual (36 m, 2016).



Figura 5. Fotografies del Llobregat en dos indrets del curs baix. A dalt (a) des del Pont del Diable mirant riu amunt, on destaca el pont de la línia de ferrocarril Barcelona-Vilafranca inaugurat el 1856 (a la imatge actual és un pont nou situat en el mateix emplaçament). A baix (b), des del campanar de Sant Boi de Llobregat mirant també riu amunt. Les fotografies històriques s'han obtingut de la Biblioteca Nacional de España (a) i de l'Arxiu Nacional de Catalunya (b); les actuals són fetes pels autors.

La taula 4 proporciona valors a la font de subministrament del transport de fons i, per tant, és útil com a indicador de l'evolució en el temps del subministrament de sediment al curs baix del Llobregat. A diferència de l'efecte de les preses situades a capçalera, la pertorbació d'aquesta font de subministrament és probable que pugui afectar el curs baix del Llobregat, com a mínim el tram immediatament riu avall del considerat, si es considera la velocitat de pertorbació de 500 m/any (Liébault et al., 2005). En una dècada llavors, 1946-1956 per exemple, el tram 2 rebria l'impacte de la retallada de subministrament del tram 1, i successivament pels següents trams i dècades. Una altra diferència respecte l'efecte de les preses és que en aquest cas la pertorbació no és necessàriament una incisió de la llera ja que cada tram riu avall pateix una reducció al·luvial equiparable a la del tram anterior.

Evolució del transport de sediment groller

Una primera conclusió dels resultats obtinguts és que la ràtio de la capacitat de transport amb i sense embassaments és de 0,62 de mitjana pels trams 1-4 i 0,73 pel tram 5. En altres paraules, la regulació

de cabals provocada pels embassaments és responsable d'una reducció del 38% de la capacitat de transport actualment (trams 1-4). Com era de preveure degut a la no linealitat de la capacitat de transport sòlid, aquesta reducció pràcticament dobla la reducció del $\approx 20\%$ del valor de la corba de cabals classificats actual respecte a la que no té embassaments (apartat "Embassaments: regulació de cabals").

El balanç entre el subministrament i la capacitat de transport resulta en un creixement de la cota del llit si el primer supera el segon ($>$), i llavors el transport riu avall és només la capacitat de transport, no el subministrament. Si succeeix el contrari ($<$), el transport és el subministrament sumant-li el material del llit (es produeix incisió), sempre i quan el llit al·luvial no s'hagi exhaurit, tendint com a màxim a la capacitat de transport. A la taula 5, assumint que la capacitat de transport calculada en un tram es transfereix al següent riu avall en un lapse d'una dècada (justificat a l'apartat "Obres d'enginyeria del curs baix") servint-hi com a subministrament (cas $>$) o com a tendint a subministrament (cas $<$), es mostren les mitjanes dels valors anuals de sediment transportats pel riu Llobregat al curs baix.

Els valors de l'última columna de la taula 5 són una estimació de l'aportació de sediment (sorra) cap al mar, que és de $\approx 16 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$ en el període 1956-1965 però $\approx 10 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$ pel de 1974-1981. Si el riu no hagués estat regulat per les preses, l'aportació de 1974-1981 hauria augmentat fins a $\approx 13 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$.

Taula 5. Evolució del transport de sediment groller ($\times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$) del curs baix del Llobregat. Les quantitats al costat dret dels símbols $>$ o $<$ són les capacitats de transport del tram; les del costat esquerre són els subministraments transferits des del tram riu amunt. Les cel·les de color gris més fosc representen creixement del llit probable ($>$) i les de gris clar incisió ($<$). Les línies puntejades signifiquen transferència cap al següent tram i dècada, i les fletxes signifiquen transferència a la costa. ^a Calculat amb cap embassament operatiu. ^b Calculat amb els 3 embassaments operatius. ^c Aquesta xifra és deguda a la nova desembocadura.

Font de les dades de capacitat de transport: (Prats-Puntí, 2018).

Tram	1	2	3	4	5	cap a la costa
1946 ^a	5,6	12,9	9,6	12,0	12,7	→ 12,7
1956 ^a	7,5	5,6 < 11,6	12,9 > 8,9	9,6 < 14,2	12,0 < 16,1	→ <16,1
1965 ^a	7,5	7,5 < 16,2	11,6 > 9,8	8,9 < 14,1	14,2 < 16,3	→ <16,3
1974 ^b	-	7,5 > 4,6	16,2 > 2,3	9,8 > 4,9	14,1 > 10,7	→ 10,7
1981 ^b	-	5,3	4,6 > 1,8	2,3 < 3,7	4,9 < 10,5	→ <10,5
2016 ^b	3,9	9,8	5,3 < 5,4	1,8 < 7,9	3,7 > 0,95	→ 0,95 ^c

Comparant la taula 5 amb la taula 2 s'observa que la reducció estimada de l'aportació des dels $\approx 16 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$ del 1956 fins els $\approx 10 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$ del 1981 és un factor rellevant per l'evolució del delta ja que és del mateix ordre de magnitud però inferior que el balanç del delta entre 1946 i 1981

($-38 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$). La variació de $\approx -6 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$ entre 1956 i 1981 degut a l'estrenyiment del riu per les infraestructures no és molt substancial però representa aproximadament un 16% del balanç. El paper de la regulació per les preses, que és una variació de $\approx -3,5 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$, representa un 9% del balanç. Cal ressaltar que el càlcul s'ha fet utilitzant cabals mitjans i crescudes anuals, sense incloure les grans crescudes. L'evolució del delta però respon també a l'aportació de les grans crescudes del riu.

Paper de les grans crescudes

La crescuda del juny de l'any 2000 amb una punta de $1.500 \text{ m}^3/\text{s}$ es va produir just després de la construcció del dic esquerre (segona autopista) l'any 1998. Comparant el perfil longitudinal del riu un cop finalitzades les obres amb una batimetria immediatament posterior a la crescuda s'obté un volum erosionat a la llera de $\approx 125 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$ als trams de la vall (1-3) (Martín-Vide et al., 2020). Tot aquest volum, com a mínim, va ser transmès cap al delta (4-5) i finalment a la costa. Comparant aquest gran volum amb els valors de les taules 5 i 2 es constata el paper dominant de les grans crescudes en el transport de sediment. Tal com explica la teoria, el llit del riu va proveir sediment a costa d'una incisió de la llera.

El resultat obtingut de volum d'aportació de sediment d'entre $10 \times 10^3 - 16 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$ és una subestimació molt gran en anys amb grans crescudes, les quals poden actuar com a grans entrades de sorra impulsant l'evolució del delta. És un repte saber fins a quin punt és així amb les dades escasses de què es disposa. En tot el segle xx es van produir fins a nou grans crescudes similars (i superiors) a la del 2000 (Codina, 1971), pel que un valor d'aportació "per any", molt a l'engròs, resultaria ser de $14 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$. Llavors, l'aportació total mitjana, incloent les grans crescudes, doblaria el càlcul obtingut per cabals normals i crescudes anuals, i seria de $24 \times 10^3 - 30 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$.

La nova desembocadura i validació del càlcul amb dades reals

L'any 2004 va entrar en funcionament la nova desembocadura del riu Llobregat desviant el curs del riu en direcció sud per tal d'ampliar el port de Barcelona (figura 1b). És un endegament amb una llera molt ampla (105 m a l'inici i 215 m al final) i amb un fons pràcticament pla excavat fins a una cota de -2 m (per sota el nivell del mar). La nova amplada és més del doble que la que tenia la desembocadura original (taula 4), fet que provoca que la seva capacitat de transport i, per tant, l'aportació de sediment a la costa (taula 5), disminueixi en un ordre de magnitud. Com a conseqüència, l'actual desembocadura del Llobregat, a diferència de l'original, és un estuari propens a l'acumulació de sediment.

No és sorprenent, llavors, que una batimetria feta l'any 2009 revelés una sedimentació de $700 \times 10^3 \text{ m}^3$ a la nova desembocadura (equivalent a un creixement de 0,5 m), que representa una mitjana de $140 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$ entre el 2005 i 2009. El sediment acumulat a la desembocadura no és només sorra, sinó també part de la càrrega en suspensió (sediment fi). En altres paraules, és la suma del transport de fons i part del transport en suspensió, és a dir el transport sòlid total. La comparació d'aquesta xifra de transport total amb la xifra de transport en suspensió de $\approx 90 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$ (Liquete et al., 2009), demostra que la component del transport de fons no és negligible.

La ràtio entre el transport sòlid de fons anual ($10 \times 10^3 - 16 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$ per als anys sense grans crescudes) i el volum de sediment per any atrapat a la nova desembocadura és del $\approx 10\%$. Aquest

valor és molt similar a la ràtio del 9% obtinguda per tres rius mediterranis de dimensions similars al Llobregat, l'Arno, el Pescara i el Var (Syvitski & Saito, 2007). Aquesta similitud dona confiança als càlculs d'aquest article.

DISCUSSIÓ I CONCLUSIONS

El transport sòlid de fons del riu Llobregat de les darreres dècades ha estat influenciat per les obres d'endegament realitzades al curs baix del riu, prou proper a la costa per tal que els canvis en aquesta zona s'hagin notat al delta. Les fonts de sediment al·luvial del llit pels trams 1-3 s'han reduït respecte els valors de l'any 1946, essent un 38% el 1981 i només un 22% el 2016 (taula 4). L'endegament del riu també ha provocat la reducció de la capacitat de transport sòlid de fons (taula 5), i per exemple en els trams 1-3 (any 2016) representa només un 67% respecte la capacitat del 1946. La capacitat de transport determina el transport de sediment que aporta el riu a la costa, que disminueix dels $16 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$ del 1956 fins els $10 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$ del 1981. Aquesta quantitat representa aproximadament el 10% del transport sòlid total, mesurat accidentalment a la nova desembocadura problemàtica. La concordança amb la bibliografia de la ràtio del transport de fons respecte el transport total dona validesa als càlculs. Tots aquests resultats s'han obtingut considerant la situació de cabals normals i crescudes anuals ja que les grans crescudes excedeixen les quantitats anteriors amb diferència (un ordre de magnitud). A l'apartat "Paper de les grans crescudes" s'estimen per les grans crescudes uns altres $14 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$ d'aportació de mitjana al llarg del segle xx. Un altre actuació antròpica fins ara no mencionada que té un impacte directe en el transport sòlid d'un riu són les extraccions de material al·luvial de la llera. Pel cas del Llobregat, mitjançant les imatges aèries s'ha detectat que al curs baix la màxima activitat d'extraccions va ser entre els anys 1965 i 1981. Per proximitat a la desembocadura, aquestes extraccions haurien d'haver provocat una reducció ràpida i rellevant de l'aportació de sediment a la costa, però el seu impacte no s'ha pogut quantificar ja que no es disposa de dades dels volums extrets de la llera.

L'aportació de sediment fluvial a la costa encara no ha tingut una reducció més forta gràcies a que el llit al·luvial del riu ha proveït molt material, provinent de la seva incisió en diversos trams. A més, des de la seva posada en funcionament l'any 2004, la nova desembocadura ha dificultat més la sortida de sorra cap a la costa ja que actua com una trampa de sediment que provoca tal impacte en el transport sòlid de fons que l'aportació actual s'ha reduït en un ordre de magnitud fins aproximadament $\approx 1 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{any}$ (taula 5). L'escenari de futur és encara d'una major retallada de sediment per les platges del delta degut al possible esgotament del llit al·luvial en els trams endegats i a la trampa de sediment de la desembocadura. Està justificada la elaboració d'un model hidràulic i morfològic de la desembocadura que es podria calibrar i validar mitjançant batimetries i mesures de transport en suspensió. Seria un model de gran utilitat per conèixer més a fons la dinàmica sedimentària d'aquest nou estuari i preveure l'evolució futura de l'aportació de sediment a la costa i de l'augment del risc d'inundació de les zones limítrofes.

S'ha justificat que la retenció de sediment a les preses de la conca del Llobregat té menor impacte en el transport de sediment groller a la costa que l'impacte que generen per la regulació dels cabals riu

avall, que suposa una reducció del 38% en la capacitat de transport sòlid al curs baix del riu. Tot i això, alguns efectes de la captura de sediment a les preses podrien aparèixer a llarg termini.

Malgrat tot però, la influència dels endegaments “moderns” del riu en l'evolució del delta és sobrepassada per una tendència a llarg termini més important del delta del Llobregat que, com s'explica a continuació, sembla irreversible. De fet, la contribució dels endegaments en el retrocés produït durant el període d'anàlisi 1946-1981 s'ha estimat del 16%. Les noves dades de l'evolució de la costa presentades demostren que l'època de màxima expansió cap al mar del delta a la desembocadura va tenir lloc durant la darrera dècada del segle XIX. La qüestió a resoldre és per què el delta el segle XIX estava avançant, almenys des de l'any 1859, però retrocedint de forma continuada i accelerada durant el segle XX. A continuació s'analitzen possibles causes que expliquin el canvi de tendència produït a tombant de segle.

Estudis realitzats en rius del Sud-est de França (Liébault & Piégay, 2002) suggereixen que una política de reforestació dels darrers 150 anys aplicada a les conques podria haver estat influent en l'estrenyiment produït a les lleres dels rius i indirectament també en la regressió de deltes. Aquesta hipòtesi pel cas del Llobregat topa amb el fet que la reducció de fonts de sediment (disminució del terreny agrícola i augment del forestal) a partir de les dades disponibles sembla molt modesta (taula 3), i encara seria menor la influència segons recerques recents que demostren la poca influència de la desforestació en la mida dels deltes ja que el sediment hi contribueix poc en la seva progressió (Ibáñez et al., 2019).

Una segona causa possible és un règim hidrològic particular durant el segle XIX. Gràcies a la recerca bibliogràfica s'ha pogut determinar que el període 1830-1870 va estar marcat per una freqüència elevada de grans crescudes al riu Llobregat i d'altres rius mediterranis de Catalunya (Barriendos et al., 2019; Llasat et al., 2005). Les crescudes més greus van tenir lloc els anys 1837, 1842, 1853 i 1866 (Barriendos & Rodrigo, 2006). El segle XX ha estat menys actiu: 6 episodis catastròfics el segle XIX respecte només 1 el segle XX (Llasat et al., 2005). Es pot assumir que aquestes grans crescudes van produir un avançament important del delta.

La tercera causa és el gran nombre de rescloses que es van construir des de la segona meitat del segle XIX. El gràfic de la figura 6 mostra l'evolució temporal de l'alçada acumulada de les rescloses de la conca del Llobregat. A mesura que es van anar construint les rescloses el desnivell lliure del perfil longitudinal del riu pel flux d'aigua i sediment es va reduir progressivament. Com que la capacitat de transport sòlid de fons és una funció d'aquest desnivell lliure, llavors aquest gràfic també serveix com a indicador de la reducció de la capacitat de transport sòlid. L'efecte endarrerit de les rescloses més llunyanes i l'efecte ràpid de les més pròximes, en el temps transcorregut des de la seva construcció fins a arribar el seu impacte al curs baix del riu, es té en compte amb tres possibles velocitats d'ona de pertorbació: 500 m/any (Liébault et al., 2005), i dues velocitats majors de 1 km/any i 2 km/any per representar una possible arribada més ràpida dels efectes. Les tres línies resultants expressen ritmes de descens diferents del subministrament de sediment al curs baix del Llobregat.

Hi ha dos aspectes importants de la figura 6. El primer, que l'anomalia hidrològica del període 1830-1870 troba el riu Llobregat abans de l'apogeu de construcció de rescloses. Per tant, les crescudes extraordinàries d'aquest període haurien d'haver transportat grans quantitats de sediment fins al curs baix del Llobregat. I el segon, que l'efecte in crescendo de la construcció de rescloses en l'aportació de

sediment cap al curs baix s'estén al llarg dels segles XIX (finals) i XX. A més, el fet que el canvi de tendència del delta coincideixi temporalment amb els anys de retallada més dràstica del subministrament pel cas d'una velocitat de pertorbació de 2 km/any (o bé l'inici de la retallada per la velocitat de 0,5 km/any) podria explicar la relació causa-efecte que les rescloses poden haver tingut en el delta.

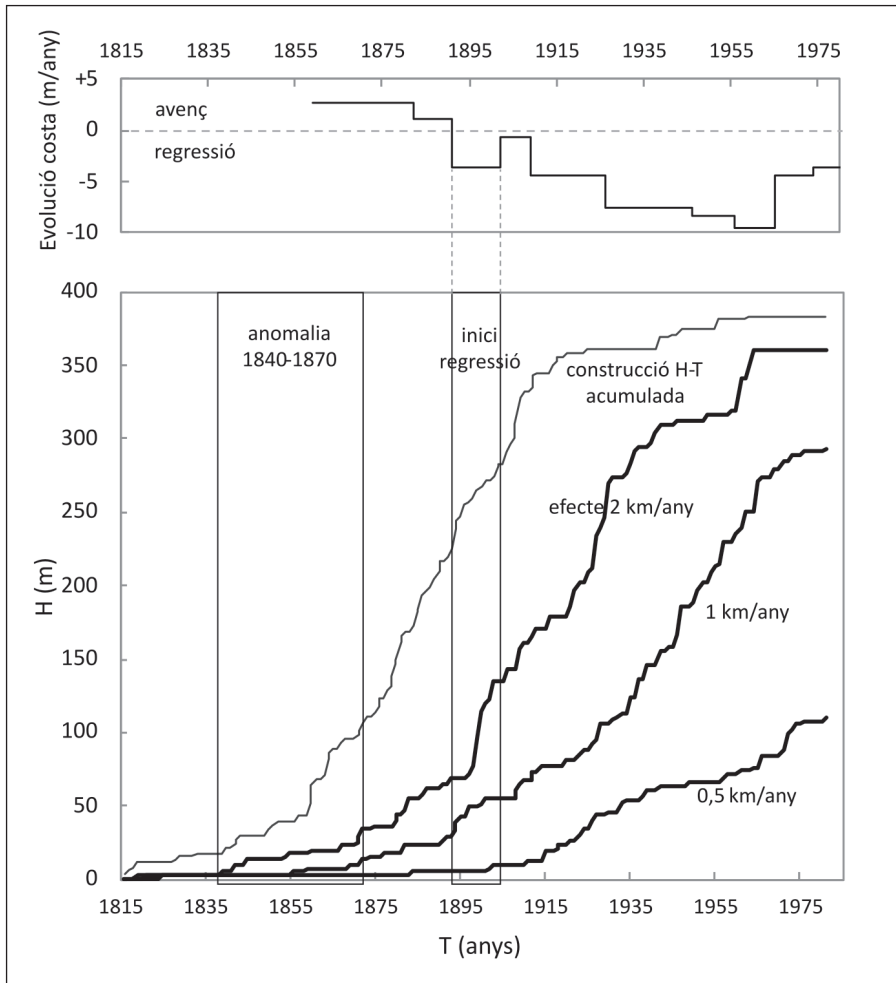


Figura 6. Alçada acumulada (H) versus l'any de construcció de les rescloses del curs mig del riu (dades de Alayo, 2017) i el seu efecte al curs baix del Llobregat, segons tres velocitats de pertorbació diferents. El gràfic superior mostra la taxa anual d'evolució de la línia de costa del delta a la desembocadura (dades de la taula 1 pel període 1859-1956, mapa de la figura 2a pel de 1956-1981). La comparació d'ambdós evidència una possible relació causa-efecte.

En l'escenari d'un Llobregat a mitjans del segle XIX lliure de rescloses al curs mig i més actiu a causa de les grans crescudes, l'amplada de la llera al·luvial al curs baix del riu era molt superior que l'actual tal i com s'intueix en les fotografies històriques del riu (figures 4d, 5a i 5b) i com demostren els dos plànols del curs baix del Llobregat datats els anys 1846 i 1854, just de ple en els anys de l'anomalia hidrològica. El clímax de l'aportació de sediment cap al delta es va produir a mitjans del segle XIX. La reducció progressiva del transport de sediment des de llavors a causa de la disminució de la freqüència de grans crescudes, però sobretot de les obres d'enginyeria fetes a la llera del riu, s'ha manifestat en una regressió molt important de la costa fruit del domini de l'acció erosiva de l'onatge respecte el riu en el balanç sedimentari de la costa. Actuacions d'enretirada de rescloses, d'eixamplament de la llera en trams endegats on sigui possible, i de millora de la nova desembocadura, permetrien revertir els impac-tes negatius de les obres realitzades i aconseguir que a mig i llarg termini torni a augmentar l'aportació de sorra del riu a les platges del delta del Llobregat.

AGRAÏMENTS

Els autors volem deixar constància del nostre agraïment a Víctor Ténez, Vicenç Gràcia, Javier Martín Vide, Carles Ibáñez, l'Arxiu Nacional de Catalunya (ANC) i a l'Arxiu Històric de la Ciutat de Barcelona. El tercer autor és Professor Serra Hünter a l'UPC.

REFERÈNCIES

- Alayo, J. C. (2017). *Aigua i energia. L'aprofitament hidroelèctric dels rius catalans*. Pagès editors.
- Barriendos, M., Gil-Guirado, S., Pino, D., Tuset, J., Pérez-Morales, A., Alberola, A., Costa, J., Balasch, J. C., Castellort, X., Mazón, J., & Ruiz-Bellet, J. L. (2019). Climatic and social factors behind the Spanish Mediterranean flood event chronologies from documentary sources (14th–20th centuries). *Global and Planetary Change*, 182, 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.102997>
- Barriendos, M. & Rodrigo, F. S. (2006). Study of historical flood events on Spanish rivers using documentary data. *Hydrological Sciences Journal*, 51(5), 765–783. <https://doi.org/10.1623/hysj.51.5.765>
- Bridge, J. (2003). *Rivers and Floodplains. Forms, Processes and Sedimentary Record*. Blackwell Publishing Ltd., 487 pp.
- CIIRC. (2010). *Estat de la zona costanera a Catalunya*. Departament de Política Territorial i Obres Públiques, Generalitat de Catalunya.
- Codina, J. (1971). *Inundacions al Delta del Llobregat*. Col. Episodis de la Història, nos. 147-148. Barcelona: R. Dalmau.
- Cui, Y. & Parker, G. (1998). The arrested gravel front: Stable gravel-sand transitions in rivers Part 2: General numerical solution. *Journal of Hydraulic Research*, 36(2), 159-182. <https://doi.org/10.1080/00221689809498631>
- Einstein, H. A. (1964). Sedimentation, Part II: River Sedimentation. En Chow, V. T. *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw-Hill.

- Gràcia, V. & Calafat, A. (2019). El hemidelta Sur del Llobregat: un sistema natural controlado por la acción humana. En *X Jornadas de Geomorfología Litoral: libro de ponencias* (pp. 265-269), Castelldefels, 4-6 septiembre 2019, Institut de Ciències del Mar.
- Ibáñez, C., Alcaraz, C., Caiola, N., Prado, P., Trobajo, R., Benito, X., Day, J. W., Reyes, E., & Syvitski, J. P. M. (2019). Basin-scale land use impacts on world deltas: Human vs natural forcings. *Global and Planetary Change*, 173, 24-32. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.12.003>
- Ibísate, A., Díaz, E., Ollero, A., Acín, V., & Granado, D. (2013). Channel response to multiple damming in a meandering river, middle and lower Aragón River (Spain). *Hydrobiologia*, 712(1), 5-23. <https://doi.org/10.1007/s10750-013-1490-0>
- Liébault, F., Gomez, B., Page, M., Marden, M., Peacock, D., Richard, D., & Trotter, C. M. (2005). Land-use change, sediment production and channel response in upland regions. *River Research and Applications*, 21(7), 739-756. <https://doi.org/10.1002/rra.880>
- Liébault, F. & Piégay, H. (2002). Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of Southeastern France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(4), 425-444. <https://doi.org/10.1002/esp.328>
- Liquete, C., Arnau, P., Canals, M., & Colas, S. (2005). Mediterranean river systems of Andalusia, southern Spain, and associated deltas: A source to sink approach. *Marine Geology*, 222-223(1-4), 471-495. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.06.033>
- Liquete, C., Canals, M., Ludwig, W., & Arnau, P. (2009). Sediment discharge of the rivers of Catalonia, NE Spain, and the influence of human impacts. *Journal of Hydrology*, 366(1-4), 76-88. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.013>
- Llasat, M. C., Barriendos, M., Barrera, A., & Rigo, T. (2005). Floods in Catalonia (NE Spain) since the 14th century. Climatological and meteorological aspects from historical documentary sources and old instrumental records. *Journal of Hydrology*, 313(1-2), 32-47. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.02.004>
- Marcos, O. (1995). Canvis recents a la línia de costa del delta del Llobregat. En *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*, 39, 45-72. <https://raco.cat/index.php/TreballsSCGeografia/article/view/184531>
- Marquès, M. A. (1984). *Les formacions quaternàries del delta del Llobregat*. Institut d'Estudis Catalans, 208 pp.
- Martín-Vide, J. P. & Andreatta, A. (2009). Channel degradation and slope adjustment in steep streams controlled through bed sills. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(1), 38-47. <https://doi.org/10.1002/esp.1687>
- Martín-Vide, J. P., Prats-Puntí, A., & Ferrer-Boix, C. (2020). What controls the coarse sediment yield to a Mediterranean delta? The case of the Llobregat River (NE Iberian Peninsula). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20(12), 3315-3331. <https://doi.org/10.5194/NHESS-20-3315-2020>
- Orton, G. J. & Reading, H. G. (1993). Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40(3), 475-512. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01347.x>

- Paladella, F. & Faura-Sans, M. (1935). Experiències sobre l'avançament de delta del Llobregat. *Arxius de l'Escola Superior d'Agricultura*, 1, 150-157. <https://upcommons.upc.edu/handle/2099/11137>
- Peeters, A., Houbrechts, G., Hallot, E., Van Campenhout, J., Gob, F., & Petit, F. (2020). Can coarse bedload pass through weirs? *Geomorphology*, 359, 107-131. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107131>
- Prats-Puntí, A. (2018). *Estudi morfodinàmic de l'evolució històrica del tram baix del riu Llobregat* [UPC]. <https://upcommons.upc.edu/handle/2117/131247>
- Sánchez-Arcilla, A., Jiménez, J. A., Valdemoro, H. I., & Gracia, V. (2008). Implications of climatic change on Spanish Mediterranean low-lying coasts: The Ebro delta case. *Journal of Coastal Research*, 24(2), 306-316. <https://doi.org/10.2112/07A-0005.1>
- Syvitski, J. P. M. & Saito, Y. (2007). Morphodynamics of deltas under the influence of humans. *Global and Planetary Change*, 57(3-4), 261-282. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.12.001>
- Wilkinson, B. H. & McElroy, B. J. (2007). The impact of humans on continental erosion and sedimentation. *Bulletin of the Geological Society of America*, 119(1-2), 140-156. <https://doi.org/10.1130/B25899.1>
- Wong, M. & Parker, G. (2006). Reanalysis and Correction of Bed-Load Relation of Meyer-Peter and Müller Using Their Own Database. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(11), 1159-1168. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)0733-9429\(2006\)132:11\(1159\)](https://doi.org/10.1061/(asce)0733-9429(2006)132:11(1159))

Cómo citar este artículo:

Prats Puntí, A., Martín Vide, J. P., & Ferrer Boix, C. (2021). Efectes de les obres d'enginyeria al riu Llobregat i regressió del seu delta d'ençà del segle XIX. *Cuadernos de Geografía*, 107, 123-148.

<https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21307>



Este obra está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-SinObraDerivada 4.0 Internacional.

JUAN ANTONIO MARCO MOLINA^a

PABLO GIMÉNEZ FONT^b

ANTONIO PRIETO CERDÁN^c

APROVECHAMIENTO TRADICIONAL DE LAS AGUAS DE AVENIDA Y TRANSFORMACIONES DE LOS SISTEMAS FLUVIALES DEL SURESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: LA RAMBLA DE ABANILLA-BENFERRI

RESUMEN

El aprovechamiento tradicional de las aguas de avenida, mediante presas de derivación y complejas redes de boqueras, generó un milenario sistema de organización hidrogeomorfológica en las cuencas vertientes del sureste de la Península Ibérica. Tal fue su implantación e importancia territorial que, durante siglos, en barrancos y ramblas se desarrolló una dinámica ecoantrópica en la que las avenidas fluviales se convirtieron en un valioso recurso para la agricultura, al tiempo que se redujo su peligrosidad. El rápido abandono de estos sistemas de laminación durante el s. xx, junto con la alteración de los cursos fluviales y los intensos cambios de usos del suelo, ha incrementado la peligrosidad de estas ramblas. El presente artículo aborda el estudio del último tramo de la rambla de Abanilla-Benferrí (provincia de Alicante), como ejemplo paradigmático de estos procesos territoriales, aportando una primera

a Grupo de Investigación Medio, Sociedad y Paisaje (MedsPai). Dpto. de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, Instituto Interuniversitario de Geografía, Universidad de Alicante. Carretera San Vicente del Raspeig, s/n. 03690 San Vicente del Raspeig - Alicante. ja.marco@ua.es. <http://orcid.org/0000-0003-3431-0499>.

b Grupo de Investigación Medio, Sociedad y Paisaje (MedsPai). Dpto. de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, Instituto Interuniversitario de Geografía, Universidad de Alicante. Carretera San Vicente del Raspeig, s/n. 03690 San Vicente del Raspeig - Alicante. pablo.gimenez@ua.es. <http://orcid.org/0000-0002-1171-715X>.

c Grupo de Investigación Medio, Sociedad y Paisaje (MedsPai). Dpto. de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, Instituto Interuniversitario de Geografía, Universidad de Alicante. Carretera San Vicente del Raspeig, s/n. 03690 San Vicente del Raspeig - Alicante. a.prieto@ua.es. <http://orcid.org/0000-0002-6086-6290>.

Fecha de recepción: 12-07-2021. Fecha de aceptación: 14-09-2021.

interpretación histórico-geomorfológica sobre su funcionamiento en el pasado y las consecuencias del abandono del sistema de riego tradicional.

PALABRAS CLAVE: rambla de Abanilla-Benferri; cartografía histórica; riego de turbias; riada súbita.

TRADITIONAL USE OF FLOODWATERS AND TRANSFORMATIONS OF THE RIVER SYSTEMS OF THE SOUTHEAST OF THE IBERIAN PENINSULA: THE RAMBLA DE ABANILLA-BENFERRI

ABSTRACT

In the southeast of the Iberian Peninsula a millennial hydrogeomorphological organization system was developed in river basins, based on the use of flood waters. This traditional use was carried out through complex networks of derivation dams and “boqueras” (irrigation ditches). Its implantation and territorial importance was so great that an eco-anthropic dynamic developed over centuries. Here the fluvial avenues became a valuable resource for agriculture, reducing its danger. The rapid abandonment of these rolling systems during the 20th century, together with the alteration of the river courses and the intense changes in land use, has increased the danger of these ravines. This article studies the last section of the rambla de Abanilla-Benferri (Alicante province), as a paradigmatic example of these described territorial processes. A first historical-geomorphological interpretation of the functioning of the river in the past and the consequences of the abandonment of the traditional irrigation system is presented.

KEYWORDS: rambla de Abanilla-Benferri; historical cartography; irrigation with muddy water; flash flood.

INTRODUCCIÓN

El sistema de riego de turbias, organizado para desviar, mediante presas y boqueras, el manto pluvial de las crecidas de ramblas y cauces intermitentes, ha sido considerado como el más relevante sistema de regulación y ordenación hidrogeomorfológica de las cuencas vertientes del sureste de la Península Ibérica (Morales, 1969). Sobre su importancia, Morales et al. (1989) destacan, además, que suponen una “considerable merma de caudales que, retenidos por los aterrazamientos y desviados por las boqueras, disminuyen de forma notoria las ondas de crecida, las cuales, a su vez, experimentan una laminación que contribuye a minorar los negativos efectos de fuertes y rápidas avenidas”. A pesar de la notable producción científica realizada por geógrafos españoles sobre esta materia (Morales & Box, 1986; Mondéjar, 2009; Hernández & Morales, 2013; Marco & Box, 2019), faltan todavía estudios que profundicen en aspectos tan relevantes como la propia reconstrucción de las superficies beneficiadas, el alcance de los débitos sustraídos del caudal de los ríos o el papel que el abandono de estos sistemas ha jugado en la génesis de las riadas más recientes (Marco et al., 2020). Sin olvidar las posibilidades que, en el marco de las soluciones basadas en la naturaleza (SbN), podría ofrecer este conocimiento

tradicional a la hora de incrementar la resiliencia de las sociedades amenazadas por el riesgo de inundación (FEMP, 2019).

De esta forma, se podrían enumerar una serie de objetivos generales que, aplicados a gran parte de los sistemas fluviales históricamente controlados por el riego de turbias, cimentarían una hipótesis general de trabajo. Dicha hipótesis está dirigida a entender la transición de sistemas sometidos a una dinámica ecoantrópica a otra dinámica más caótica, dominada por el abandono de los aprovechamientos pluriseculares y, claramente, más peligrosa para el ser humano. Para ello, sería necesario atender a los siguientes pasos:

- Obtener una representación de las características del sistema fluvial a partir de la documentación histórica, con especial referencia a la cartografía histórica.
- Constatar la existencia de los sistemas de derivación y conducción de las aguas, presas y boqueras, así como los espacios, fundamentalmente agrícolas, beneficiados con las aguas de avenida. Se trata, pues, de abordar el inventario de los diferentes elementos del sistema.
- Reconstruir el funcionamiento del sistema fluvial con estas circunstancias de dinámica ecoantrópica.
- Tratar de determinar hasta qué momento se han mantenido en funcionamiento los sistemas de derivación. En consonancia con esta datación, así como lo contenido en el segundo punto, es imprescindible registrar, inventariar y catalogar los restos actuales del sistema de riegos de turbias.
- Averiguar las transformaciones que han afectado a la red hidrográfica, principalmente en su lecho principal, así como en el conjunto de la cuenca vertiente.
- Comparar el comportamiento del sistema con la dinámica ecoantrópica y con la “natural”.

En este sentido, la rambla de Abanilla-Benferri representa un caso de estudio que no se ha dudado en calificar de paradigmático (Marco et al., 2020), gracias a un conjunto de circunstancias que confluyen en este curso fluvial que desemboca, de forma desorganizada y, en ocasiones, catastrófica, en el llano aluvial del río Segura. De hecho, en las inundaciones de septiembre de 2019, la crecida de la rambla generó graves consecuencias, principalmente en los términos municipales de Benferri y Orihuela, reabriendo un profundo debate técnico y político sobre las posibles soluciones a sus terribles inundaciones, aun cuando se conoce todavía poco sobre su funcionamiento y sus caudales punta y absolutos (Ortuño et al., 2020; Benadero et al., 2020). De hecho, se desconoce, incluso, la cantidad de agua que la rambla aportó en el referido episodio de 2019, aunque los cálculos de Benadero et al. (2020) arrojan un volumen total de 74,02 hm³, con un caudal máximo estimado en 1.255 m³/s (que correspondería a un periodo de retorno levemente por encima de T300, según estos autores), aunque hay otras investigaciones que lo rebajan al entorno de los 600 m³/s (Oliva & Olcina, 2021). Por otro lado, en los anejos del Plan de Gestión del Riesgo de Inundación de la Demarcación Hidrográfica del Segura, figura un caudal máximo de 358 m³/s para un periodo de retorno de T500 (CHS, 2015). Caudales, en todo caso, que tienen en cuenta la presencia del Canal de Abanilla, que desvía, desde finales de la década de 1960, parte de las crecidas al pantano de Santomera (Murcia).

MATERIALES Y MÉTODO

El enunciado de la hipótesis de trabajo parte de considerar que los sistemas fluviales surestinos han funcionado, multiseccionalmente, con una dinámica ecoantrópica debido, especialmente, a la implantación más o menos generalizada de sistemas de riego con aguas de avenida hasta fechas relativamente recientes; de manera que el abandono y la desarticulación de estos sistemas ha supuesto la implantación progresiva de una dinámica “natural” desde hace poco más (o menos) medio siglo. Esta transformación reciente, en buena lógica, determina el paso de un funcionamiento ecoantrópico, caracterizado por la derivación y laminación de una parte significativa de los caudales circulantes en los cauces de ríos, ramblas y barrancos, a un funcionamiento caracterizado por la “renaturalización”, es decir, ante la ausencia de las detracciones del sistema de riego de turbias, un aumento de los caudales circulantes en dichos cauces. Y, por lo tanto, en un aumento de la peligrosidad de estas cuencas vertientes.

La comprobación o verificación de esta hipótesis, planteada para el conjunto de ramblas y cauces intermitentes del sureste peninsular, pasa, forzosamente, por abordar la serie de objetivos antes reseñados. Para ello, las fuentes utilizadas son diversas y muy numerosas, aunque sin apartarse de las que se han denominado en otras ocasiones, técnicas tradicionales de información geográfica (TTIG) (Marco, 2016). La recopilación de documentación y cartografía histórica resulta crucial para reconocer el comportamiento histórico del sistema fluvial y para constatar y datar los sistemas de derivación y conducción de las aguas. Una labor que cada vez resulta más complicada debido al progresivo deterioro y desaparición de dichos elementos e infraestructuras y, asimismo, por la pérdida de informadores que hayan conocido estos sistemas en pleno funcionamiento.

La recopilación e interpretación de la toponimia juega un papel transversal en todos los objetivos planteados, mientras que la fotointerpretación e información espacial y territorial generada han sido claves para elaborar la cartografía, que es herramienta y, al tiempo, uno de los resultados de la investigación. La determinación de la fecha de pérdida de funcionalidad del sistema, a falta de encuestas en los trabajos de campo, se ha basado en el análisis de la fotografía aérea disponible que comprende el periodo 1929-2020. Son un total de diecisiete vuelos distintos: 1929-1930, 1945, 1956, 1978, 1980-1986, 1987, 1993, 2002, 2005, 2007, 2009, 2012, 2014, 2017, 2018, 2019 y 2020. De toda esta información, sin embargo, cabe reseñar el interés del denominado “Vuelo de Ruíz de Alda” (1929-1930), realizado por la empresa CEFTA para la Confederación Hidrográfica del Segura (en adelante, CHS), que actualmente se halla disponible en forma de ortomosaico georreferenciado mediante conexión WMS. Los fotogramas se pueden visualizar y descargar, de forma individual, en los visores del ICV y del CNIG. Tratándose del documento fotogramétrico más antiguo de cuantos existen, presenta, además, un detalle excepcional (escala aproximada de 1:18.000 y 30 cm de píxel) y la oportunidad de que, entre los dos vuelos que lo componen, media un episodio de avenida que, a nuestro criterio, sería el del 10 de junio de 1929. Este hecho ha permitido comprobar, en parte, el funcionamiento del sistema y la determinación de las áreas de derrame, especialmente en las zonas distales de la extensa red de boqueras.

ÁREA DE ESTUDIO: LA RAMBLA DE ABANILLA-BENFERRI

La rambla de Abanilla-Benferri es la denominación que recibe el río Chícamo en su último tramo, aproximadamente a partir del límite de la provincia de Alicante con la Región de Murcia. Este curso fluvial, en su conjunto, recoge las escorrentías de la cuenca Fortuna-Abanilla, con relieves –sierras de la Pila, Quibas o Barinas– cercanos a los 1.000 m s.n.m., la cuenca de El Pinós-Alguenya –a través de la rambla de Vítia–, junto con los aportes procedentes de los glacis de la Sierra de Abanilla y los abanicos de la Sierra de Orihuela. Como se ha dicho, se trata de un excelente ejemplo de rambla mediterránea, tanto en su sentido hidrológico como geomorfológico, con caudales intermitentes, generalmente escasos, y crecidas de elevada magnitud y frecuencia, en ocasiones con volúmenes extraordinarios. Esta característica generó una singular adaptación de las sociedades humanas a esa naturaleza excesiva, relacionada con la escasez o el exceso de agua, atendiendo a un sistema en el que, al menos desde el último milenio, podría haber combinado la actividad hidrosedimentaria natural con la propia actividad antropogénica.

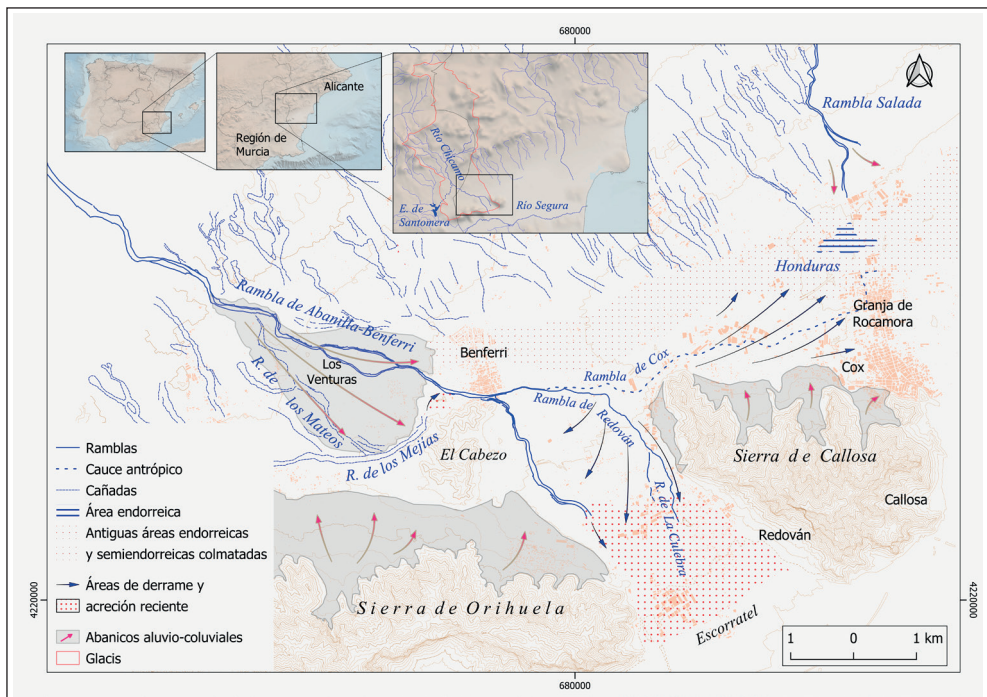


Figura 1. Localización y croquis geomorfológico del área de estudio.

Desde el punto de vista geomorfológico (figura 1), una primera hipótesis interpretativa apunta a la importancia de la presencia de los Cabezos para entender la evolución del recorrido de la rambla de Abanilla-Benferri. En una fase previa, se podría haber formado un abanico aluvial que, en su fase de crecimiento, tendría como cauce principal la rambla de los Mateos, que intervendría actualmente como un paleocauce o cañada, activo en los episodios de mayor magnitud. Desde el ápice, con posterioridad, se abriría un nuevo cauce –la rambla actual– hasta los mencionados Cabezos, a partir de los cuales se produjo una acreción en forma de nuevos abanicos y áreas de derrame. Jerárquicamente, la principal área se establecería en el sector comprendido entre las sierras de Orihuela y Callosa, a partir de un cauce principal cuyo recorrido está determinado por la propia gravedad y que volvería a ser el que, actualmente, ha recuperado la rambla frente a Benferri, generando graves consecuencias en Orihuela. De manera secundaria, un brazo dirigiría las aguas de avenida hacia las ramblas de Redován y de la Culebra, generando un abanico con acreción histórica documentada, posiblemente impulsada por el propio sistema de boqueras. Todo este conjunto activaría, en los episodios más extremos, una escorrentía laminar en el tramo final que acabaría llegando al llano de inundación del Segura y, desde allí, a través de los azarbes de Abanilla y Mayayo –tal vez, antiguos paleocauces– hasta el sector más deprimido del llano aluvial, desecado en el s. XVIII mediante las Pías Fundaciones. De vuelta a los Cabezos, la digitación del cauce hacia la rambla de Redován podría avenar ocasionalmente el sector norte de la Sierra de Callosa (Cox y Granja de Rocamora), un proceso que pudo incrementarse con la construcción y ampliación de una gran boquera que ha recibido el nombre de rambla de Cox; mientras que, en el caso de la de Redován, también existirían elementos artificiales –presas o rafas– que ayudaban a dirigir el agua de crecida hacia sus lechos. De esta forma, cabe centrar el interés en este sector de difluencias de distintos cauces en el tramo final de la rambla, sector de notables conflictos hidráulicos e infraestructuras sorprendentes como la del Paredón de Benferri; pero sin olvidar que, aguas arriba, existía también un complejo sistema de presas de derivación que, desde Abanilla, venían laminando las avenidas, favoreciendo la sedimentación en los campos de cultivo situados a uno y otro lado del cauce y, en definitiva, controlando absolutamente el funcionamiento de la rambla durante siglos.

Efectivamente, en torno al río Chícamo existía un conjunto de asentamientos andalusíes, en forma de red de alquerías, que se consideran como fundadores del sistema de riego basado en el aprovechamiento de aguas de avenida (de Gea et al., 2012). Una hidráulica rural, previa a la conquista cristiana del s. XIII, sobre la que se fundamentó el crecimiento y desarrollo de sistemas hidráulicos posteriores. El *Llibre de Repartimen d'Oriola* (ss. XIII y XIV) resulta un documento demostrativo de la importancia de este tipo de riegos. En la segunda partición de 1268 se cita la alquería de Escorratel como beneficiaria de riegos de turbias, mientras que en la sexta y séptima particiones (1300-1314 y 1330, respectivamente) es cuando se indica el establecimiento masivo de nuevos colonos cristianos sobre este sector, aprovechando la organización rural previa. Se cita, por ejemplo, el azud de Benferri o la boquera de La Matanza, con lo que queda patente la consolidación y extensión del sistema en los ss. XIII y XIV, con posteriores ampliaciones. Cabe destacar la importancia de los ss. XV y XVI en la transformación y ampliación de estructuras hidráulicas (rafas, azudes y acequias) y de sistemas de reparto, en el marco del creciente poder señorial y de la agricultura comercial (de Gea et al., 2012).

El aprovechamiento de las aguas y la instalación de presas en el cauce no estuvo exento de conflictos (Ojeda, 2011). Al menos desde 1467 “la rambla o acequia de Cox” (figura 1) tenía derecho para aprovechar las aguas de avenida, aunque la boquera era anterior y correspondía a esa organización medieval anteriormente aludida. Con la compra de Redován por la Orden de los Predicadores de Orihuela tras la expulsión de los moriscos en 1609, comenzaron los conflictos por el aprovechamiento de las aguas por parte de Cox, que se dirimió en diferentes pleitos hasta que, finalmente, en 1723, los Dominicos pusieron pleito al Señor de Cox y la Real Audiencia de Valencia falló, en 1748, a su favor: “aunque los Campos de Coix la huvieran tenido por mil años”¹. La documentación generada por estos pleitos ha resultado de gran valor para reconstruir el funcionamiento del sistema de riego tradicional, que se amplió durante la Edad Moderna (especialmente hasta los inicios del s. xix) y no sufrió cambios significativos hasta la segunda mitad del s. xx.

A finales de la década de 1960 se construyó una presa de derivación de las aguas de avenida, a través del canal de Abanilla, hacia el embalse de Santomera, con la intención de regular las crecidas de la rambla (Canales & López, 2015). La puesta en marcha de esta infraestructura, junto con la llegada de caudales foráneos del trasvase Tajo-Segura, supuso importantes cambios paisajísticos relacionados con la expansión de la citricultura, la creación de nuevos parcelarios –muchos de los cuales ocuparon los bordes del cauce de la rambla, estrangulándolo– y la total desestructuración del sistema de riego tradicional (Hernández & Giménez, 2011).

RESULTADOS

Reinterpretación de la cartografía y documentación histórica

El motivo por el que resulta importante esta reinterpretación es identificar y localizar la mayor parte de los elementos del sistema. Cuestión absolutamente necesaria, puesto que existe cierta confusión cuando se indican algunos de esos elementos, incluido el que sería el cauce principal de la rambla aguas abajo de Benferri. Además, es la pieza clave para poder reconstruir el funcionamiento tradicional de la rambla en el contexto de esas dinámicas que hemos calificado como ecoantrópicas.

El referido pleito entre la Orden de los Predicadores y el señor de Cox, relativo al aprovechamiento de las aguas de avenida, se inició en 1725 y no se resolvió hasta 1748, aunque el conflicto continuó en las décadas siguientes. Fruto de este largo proceso son un conjunto de documentos y, en especial, de mapas, realizados en la primera mitad del s. xviii por agrimensores y técnicos contratados por una y otra parte, que definen muy bien el funcionamiento histórico de la rambla². Además de estos documentos

1 *Alegación por el Colegio Patriarcal...* (1759) (doc. trans. en Marín, 1997: 199)

2 Los mapas, datados entre la década de 1720 y 1743, se encuentran en el Archivo de la Catedral de Orihuela (ACO), Archivo Histórico de Orihuela (AHO) y en el Arxiu del Regne de València (ARV). Todos ellos son muy parecidos, aunque cada uno aporta pequeños detalles de gran valor informativo. El primero está reproducido por Gil Olcina & Canales (1988: 202). El AHO se encuentra en la sección Mapas y Planos núm. 1, *Rambla de Abanilla*. En el ARV se conservan dos mapas, uno de los cuales aparece reproducido en Faus (1995: s.p.).

vinculados al proceso aludido, también se han utilizado los bosquejos planimétricos (1897-1930), los primeros mapas impresos (MTN 50), diversos vuelos (1929-1930, 1945 y 1956, entre otros), así como las aportaciones de estudios locales y documentos transcritos (Marín, 1997; de Gea et al., 2012).

Con todo, la reconstrucción del sistema de derivación y riego con boqueras, de este tramo de la Rambla de Abanilla-Benferri, se ha basado, fundamentalmente, en la fotointerpretación llevada a cabo del vuelo de 1929-1930. Teniendo esta referencia como soporte básico, se han ido analizando cada uno de los planos, mapas y documentos en los que se reflejan o describen parte de los elementos del sistema.

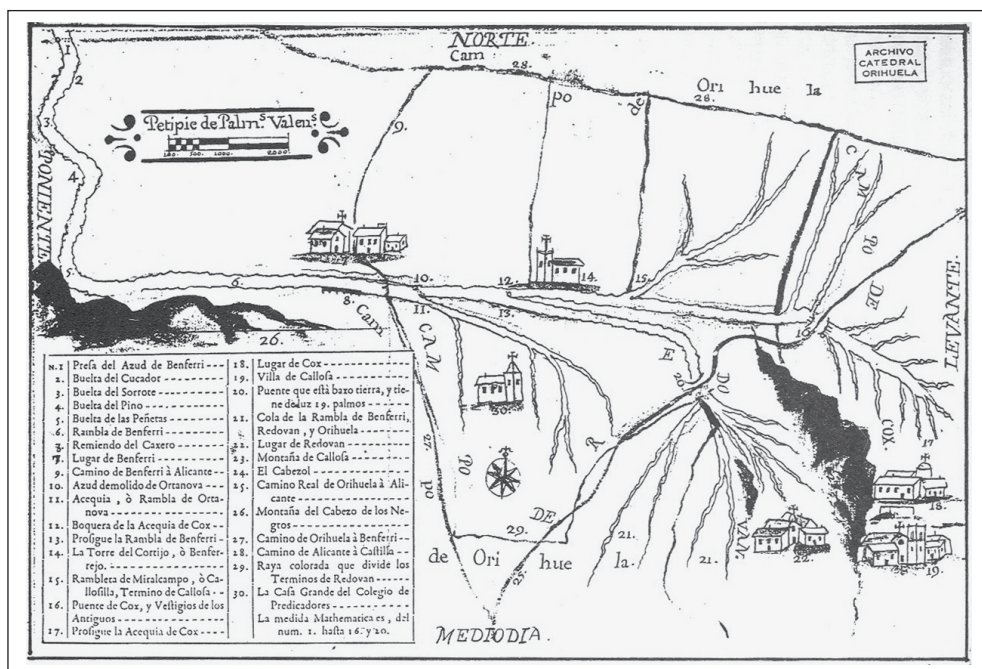


Figura 2. Área de estudio a principios del s. XVIII, mapa conservado en el Archivo de la Catedral de Orihueja (ACO).

Fuente: Reproducido por Gil & Canales (1988: 202).

El análisis del plano-mapa que se encuentra en el ACO (figura 2) arroja los siguientes resultados:

- Los elementos destacados del relieve, representados con los números 23, 24 y 26 (figuras 2 y 3a), se identifican en la leyenda con “Montaña de Callosa”, “El Cabezol” (solo permanece el topónimo de El Cabezol) y “Montaña del Cabezol de los Negros” (simplemente, El Cabezol, en el Nomenclàtor Toponímic Valencià).
- De las vías de comunicación e infraestructuras únicamente hemos considerado las que están señaladas con los números 16, 20, 25 y 27 (figuras 2 y 3a). Los dos primeros son

puentes: “Puente de Cox, y Vestigios de los Antiguos” y “Puente que està baxo tierra, y tiene de luz 19 palmos”; mientras que los dos últimos son el “Camino Real de Orihuela à Alicante” (nacional) y el “Camino de Orihuela à Benferri”.

- Los elementos del poblamiento han sido identificados en su totalidad, en especial, los núcleos de población, señalados con los números 7, 18, 19 y 22 del mapa (figuras 2 y 3a), que se corresponden con “Lugar de Benferri”, “Lugar de Cox”, “Villa de Callosa” y “Lugar de Redovan”, respectivamente; mientras que los indicados con los números 14 y 30 son “La Torre del Cortijo, ò Benferrejo” y “La Casa Grande del Colegio de Predicadores” (figuras 2 y 3a), cuyo emplazamiento se infiere a través de la fotografía aérea de 1929-1930 y de la existencia del topónimo Casa Grande, respectivamente.
- Por lo que respecta a los cauces y su trazado, resaltan, aguas arriba de la zona en litigio, las curvas (designadas “bueeltas” en el plano) que describe el curso de la rambla de Abanilla-Benferri (número 6 de las figuras 2 y 3a), con los números 2, 3, 4 y 5 (figuras 2 y 3a), recogidas en la leyenda como “Buelta del Cucador”, “Buelta del Sorrote”, “Buelta del Pino” y “Buelta de las Peñetas”, respectivamente. Solo se ha identificado esta última con la inflexión que describe la rambla al aproximarse a El Cabezo, donde se encuentra el paraje denominado Las Peñetas y, a partir de este, se han situado las demás, hasta llegar al número 1 (figuras 2 y 3a), donde el plano coloca la “Presa del Azud de Benferri”, hoy en día, Los Partidores (4 de la figura 4). La rambla propiamente dicha, además del aludido número 6, también se recoge con el número 13 “Prosigue la Rambla de Benferri” y el 21 “Cola de la Rambla de Benferri, Redovan, y Orihuela” (figuras 2 y 3a), es decir, se concede el carácter de cauce principal a lo que hoy se conoce como rambla de Redován, la cual, junto con la rambla de la Culebra (un ramal difluente), constituyen la terminación o “Cola” de la rambla. En este apartado restan por reseñar los elementos indicados con los números 11, 12 y 15, que, respectivamente son: “Acequia, ò Rambla de Ortanova”, “Boquera de la Acequia de Cox” y “Rambleta de Miralcampo, ò Callosilla, Termino de Callosa” (figuras 2 y 3a). El primero de ellos beneficiaría las tierras situadas alrededor de la Casa Grande y formaría parte de las reivindicaciones de los Predicadores; mientras que los otros dos eran los complejos de riego denunciados por ellos. El de Miralcampo, de reducidas dimensiones, no ha supuesto ningún tipo de impronta en la toponimia que haya llegado hasta la actualidad. En cambio, la entonces denominada “Acequia de Cox”, seguramente para subrayar su carácter artificial de manera interesada por parte de los frailes, derivó en la toponimia en rambla de Cox y La Rambleta, en el sector más próximo a Granja de Rocamora, localidad que, extrañamente, no aparece representada (figuras 2 y 3a).
- Por último, los elementos vinculados a la conducción y derivación de las aguas se limitan a los representados con los números 1, 8 y 10 (figuras 2 y 3a), que, respectivamente son la “Presa del Azud de Benferri” –hoy en día Los Partidores-, el “Remiendo del Caxero” –actual Paredón– y el “Azud demolido de Ortanova” (4, 10 y 11 de la figura 4).

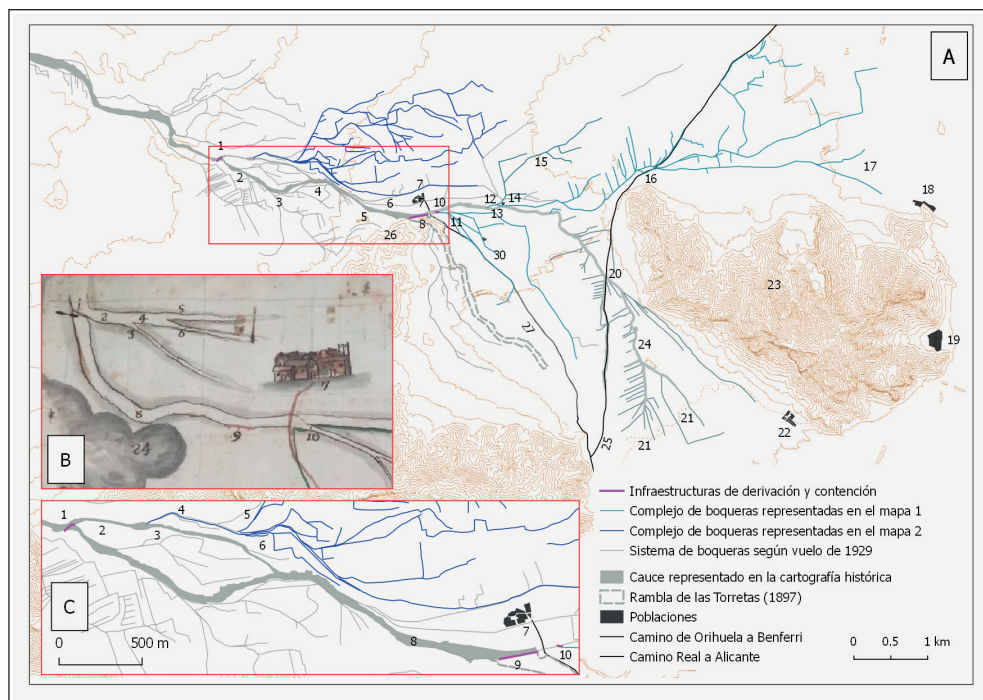


Figura 3. a) Reinterpretación del mapa del ACO (figura 2); b) detalle del plano del Archivo Histórico de Orihuela (localizado con recuadro en rojo) y c) transcripción a escala de los elementos reseñados en b.

El segundo plano-mapa analizado se encuentra en el Archivo Histórico de Orihuela (AHO), del que se reproduce un fragmento en la figura 3b y c. A grandes rasgos, podría parecer que representa los mismos elementos que el anterior y, en gran medida, es así, pero, en realidad, tiene carencias y adiciones respecto a aquel. En esta ocasión se hará referencia a la información adicional que contiene, pues enumera los elementos más destacados que hay a continuación de la “Preso o Rafa de Benferri”, es decir, a continuación de Los Partidores. Conviene recordar que, en este punto, la difluencia que se inicia termina por configurar una “isla fluvial”, ya que aguas abajo, este ramal septentrional termina por confluir con el cauce principal de la rambla o ramal meridional.

De hecho, la asignación de cauce principal se toma de este mapa; puesto que, mientras que el ramal septentrional, indicado con el número 2, se califica como “(Sequia) de Benferri y Benferrejo”, el meridional, con el número 8, es la “Rambla Comun de Benferri”. A continuación, se representa una derivación, a partir de la cual, el ramal meridional, ahora indicado con el número 3, pasa a denominarse “Sequia del Sr. de Benferri”; mientras que el inicio de la derivación, con el número 4, se denomina “Cause Comun de Benferri y Benferrejo”. Se trata, a tenor de lo observado en el Vuelo de Ruiz de Alda, de lo que se podría denominar un “boquerón” del que, a su vez, se inician dos de las boqueras más importantes del sistema: la “Sequia de Palazon”, al norte, con el número 5, y la “Sequia del Conde”, con

el número 6, más al sur. Se trata de las boqueras encargadas de beneficiar la mayor parte de las tierras de Benferri (figura 3b y c).

Como se puede apreciar en la figura 3, restan por indicar todos los elementos de la margen derecha de la rambla, así como otras redes de boqueras en la margen izquierda; una, situada aguas arriba de Los Partidores; otra, que beneficiaba la “isla”, y, la tercera, aguas abajo de la “isla” (Cañada del Conde). Asimismo, continúa pendiente el esclarecimiento de la evolución del llamado Paredón de Benferri y del papel que ha desempeñado.

Con todo, los complejos que completan el sistema, registrados a partir de las fuentes anteriormente descritas, son, por la margen izquierda, señaladas de arriba a abajo:

- La derivación desde el cauce que coincide con la llegada del llamado *Qanat* de la Fuente de las Anguilas o de Benferri (confines entre Alicante y Murcia), compuesto por dos boqueras principales que regaban las partidas más septentrionales del término de Benferri integradas en el sistema: La Venta, Los Buenos, Las Lomas de Alcofer y El Patrimonio (2 de la figura 4).
- El complejo presa de derivación-boquera que beneficiaba la Cañada del Conde, es decir, la “isla” fluvial (6 de la figura 4).
- Aguas abajo de la confluencia de los dos ramales de la rambla se encuentra el complejo presa de derivación-boquera o, como la denominan también de Gea et al. (2012: 207), acequia de Benferrejo, de la que se bifurca la denominada acequia del Olivar; que ceñían por el sur y norte, respectivamente, el núcleo de Benferri, al que atravesaban para llegar hasta Benferrejo y El Acembuchar (8 de la figura 4).

Por su parte, en la margen derecha, entre el límite con Abanilla y el Paredón de Benferri, se han localizado los siguientes elementos, enumerados a partir del que se encuentra aguas arriba:

- Pequeño complejo que beneficiaba las tierras situadas inmediatamente al norte de Las Casas Nuevas (Orihuela) (1 de la figura 4).
- Prácticamente por donde cruza la rambla el Camino de Alicante tiene su inicio una boquera que, más adelante, se bifurca para regar las tierras de Benferri de la partida de Los Venturas, es decir, las comprendidas entre el cauce de la rambla y el trazado de la llamada rambla de los Mateos (3 de la figura 4).
- Para cubrir el resto de las tierras comprendidas entre la rambla de Abanilla-Benferri y las ramblas de los Mateos-los Mejías, se estableció el complejo presa de derivación-acequia, denominada de Doñana por de Gea et al. (2012: 207) (7 de la figura 4).
- Y, por último, inmediatamente aguas arriba del Paredón se advierte la presencia de otra derivación que, situada al norte de El Cabezo, se continúa por una boquera que termina beneficiando el paraje de Lo Ros (Orihuela) (9 de la figura 4).

De este modo se ha podido completar la red de boqueras y superficie beneficiada con las aguas de avenida derivadas de la rambla de Abanilla-Benferri en la provincia de Alicante (figura 4). Este resultado de la investigación, verdadera piedra angular para la comprobación de la hipótesis planteada, es

asimismo, detonante para el planteamiento y desarrollo de varias líneas o hipótesis específicas sobre determinados aspectos del sistema y su funcionamiento.

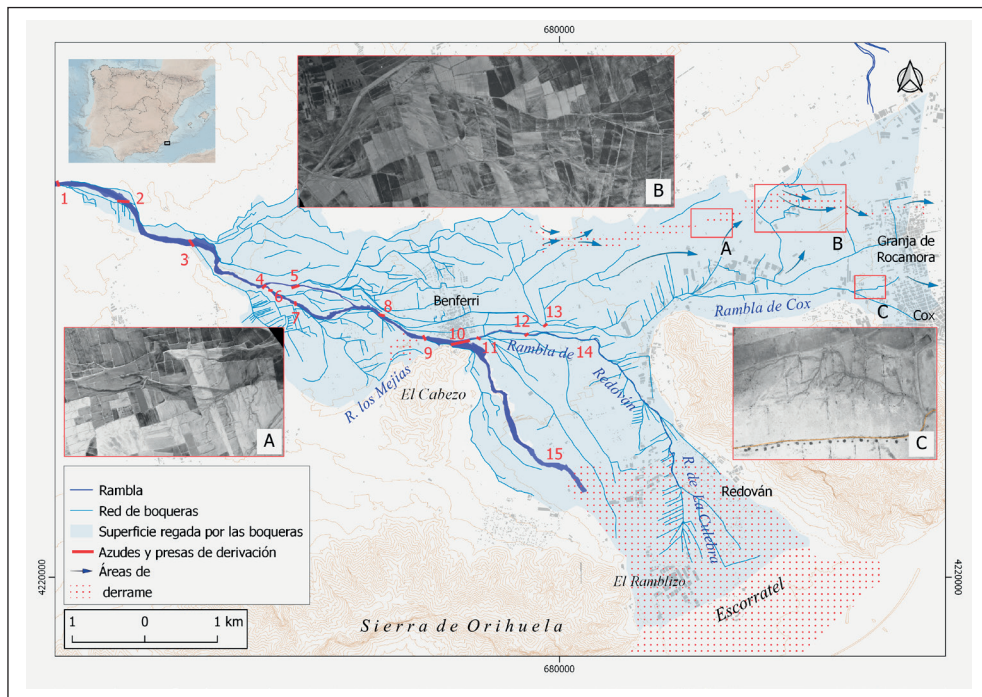


Figura 4. Red de presas y boqueras con la superficie beneficiada por el riego. Se presentan detalles de fotogramas del vuelo de 1929-1930 donde se reconocen áreas de derrames (A, B y C). Elementos del sistema: 1. Complejo del norte de Casas Nuevas (Orihuela). 2. Derivación de las partidas septentrionales de Benferri: La Venta, Los Buenos, Las Lomas de Alcofer y El Patrimonio. 3. Boquera o Rambla de los Venturas. 4. Los Partidores. 5. Derivación de las boqueras de Palazón y del Conde. 6. Derivación de la Cañada del Conde. 7. Derivación de Doñana. 8. Derivación de Benferrejo y El Acembuchar. 9. Derivación de Lo Ros (Orihuela). 10. El Paredón. 11. Derivación o azud de Horta Nova. 12. Derivación de la Rambla de Cox. 13. Derivación de Miralcampo o la Callosilla. 14. Rambla de Redován-la Culebra. 15. Cauce de la Rambla de Abanilla-Benferri aguas debajo de El Paredón.

El funcionamiento del sistema: la dinámica ecoantrópica y sus desajustes

En realidad, el establecimiento de todo el conjunto de complejos de derivación y boqueras descrito supone la implantación de una dinámica ecoantrópica ligada al control y aprovechamiento de la principal característica de estas cuencas vertientes y sistemas fluviales del sureste peninsular, es decir, su comportamiento espasmódico, marcado por la recurrencia de episodios de avenida o riadas súbitas

(*flash flood*) que, por definición, están ligadas a episodios de lluvias torrenciales. De este modo, se cumple un doble objetivo: aminorar las consecuencias perniciosas de las riadas y aprovechar un recurso, el agua, en un dominio en el que es muy escaso. Casi se podría decir que este conocimiento tradicional relativo al aprovechamiento de las aguas de avenida se fundamenta, firmemente, en criterios de sostenibilidad. Es de suponer que el sistema se concibe, aunque sea de manera instintiva, con la capacidad suficiente como para asumir o asimilar ese comportamiento espasmódico.

Es evidente que esta idea obvia otra característica del comportamiento de las ramblas, la variabilidad en la magnitud de las riadas y, sobre todo, la existencia de eventos extremos. No obstante, a la vista de la figura 4, también es obvio que el funcionamiento de la rambla estaba mayormente controlado mediante la laminación de sus crecidas, de tal manera que en los extremos distales del sistema difluente que supone la implantación del riego con boqueras de las aguas de avenida, esta laminación se distribuía en una superficie aproximada de 2.820 ha, a partir de catorce complejos de derivación, distribuidos en ambas márgenes.

En la hipótesis manejada cabe, como planteamiento concreto, la idea de que este sistema de derivación y laminación tenía una capacidad idónea para asumir avenidas cuya magnitud se podría denominar de moderada a ordinaria. Sin embargo, se trata de un sistema que, intencionadamente o no, poseía “válvulas” de escape para descongestionar el sistema cuando la magnitud de las aguas circulantes excedía la capacidad aludida. De hecho, en el mapa del ACO (figura 2) no deja de llamar la atención la forma de representar las terminaciones de la rambla (acequia) de Cox y de la rambla de Redován; en especial la de esta segunda, que se identifica como “Cola de la Rambla de Benferri, Redovan, y Orihuela” (21 de las figuras 2 y 3a), a modo de redes divergentes bien explícitas. Es por ello que estas zonas distales de la red, que actúan de válvulas, se han conceptualizado como áreas de derrame (figura 4). Carácter que también presenta, aunque con menores dimensiones, el complejo del azud de Horta Nova, en el entorno de la Casa Grande (de los Predicadores) (10 y 11 de la figura 3a; 11 de la figura 4). En cualquier caso, este espacio entre las sierras de Callosa, al este, y la de Orihuela, a occidente, se presenta como una de las salidas naturales de la rambla de Abanilla-Benferri hacia el llano de inundación del río Segura, lo cual no quiere decir que conectara con él, bien podía desaguar en sectores que fueran endorreicos o semiendorreicos. Algo parecido se puede plantear con el otro gran ramal terminal de la rambla, es decir, el que se dirigía hacia Cox-Granja de Rocamora (17 de las figuras 2 y 3a), puesto que hacia el este de estas localidades se sitúan varios sectores de difícil avenamiento, cuando no enteramente endorreicos.

Pero, volviendo al lugar por donde desagua la rambla de Redován, otros elementos refuerzan la idea de área de derrame o área con derrames múltiples, como ya se ha insinuado. Este sector entre las sierras de Callosa y Orihuela aparece citado por Cavanilles (1797: 290) con el topónimo *Els Ramblars*, que no aparece en la actualidad, pero basta con analizar la toponimia de la zona para convenir que no le faltaba fundamento. En la actualidad, los hidrónimos que se mantienen son: la Rambla de Redován y la Rambla de la Culebra, ambas en término municipal de Redován, mientras que, en término de Orihuela, se señala La Rambla; coincidiendo todos con aquella “Cola de la Rambla de Benferri, Redovan, y Orihuela” del mapa del ACO. Además, también registra el Nomenclàtor Toponímic Valencià, El Ramblar, en el área que regaban las boqueras del azud de Horta Nova (Casa Grande de los

Predicadores) y El Ramblizo, donde irían a parar las aguas “extraviadas” desde el Paredón (figura 4); asunto, este último, que merece un capítulo aparte.

Para el resto del sistema ha sido muy importante la oportunidad de la fecha de buena parte de los fotogramas del Vuelo de Ruiz de Alda, ya que parte de los fotogramas, a falta de confirmar en archivo, se obtuvieron poco tiempo después de una avenida. Se está haciendo referencia a la ocurrida a principios de junio de 1929. Bancales anegados o enlamados, flujos marcados por la humedad o los efectos de la erosión en surcos-gullies (ramblizos), son los elementos que han servido para identificar y localizar (georreferenciar) las áreas de derrame localizadas en los sectores este y nordeste, hacia Cox, Granja de Rocamora y Albaterra (figura 4).

El Paredón de Benferri

Como se ha visto en la cartografía histórica, el conocido como Paredón de Benferri (8 de las figuras 2 y 3a; 9 de las figuras 3b y 3c; 10 de la figura 4), que “no es boquera, presa ni azud” (1759)³, cumplía un papel nuclear en la organización del último tramo del sistema hidráulico, a modo de gran infraestructura de derivación y, a su vez, de muro de defensa que trataba de impedir la circulación de las aguas hacia el sur. Como bien se señala a mediados del s. XVIII, “la obra del Paredon no se hacia en el cauce de la rambla, de fuerte, que embarazase el curso del agua, antes bien se ordenaba à que no huviesse extravio”. Se entiende, en esta descripción, que el susodicho extravío se referiría, en realidad, a la tendencia natural del agua a dirigirse hacia el sur, antes de que, en algún momento del pasado, se dirigiera hacia el este.

Según de Gea et al. (2012), la obra podría tener precedentes islámicos y aparece mencionada en el s. XIII, aunque sus reparaciones y ampliaciones parecen constantes. En la misma documentación del s. XVIII anteriormente referida, se habla de una “Mota (que estava en el sitio donde aora se halla el Paredón)” que fue reforzada, en distintas fases, a lo largo de dicho siglo. De hecho, en la cartografía se señala un “remiendo del caxero”, bien expresivo, en el lugar donde se sitúa el Paredón. Este enorme muro de 253 m de longitud, que supera en algunos tramos los 10 m de altura, resultaba una pieza fundamental no solo para garantizar el funcionamiento de las boqueras o ramblas de Cox y Redován, sino para la seguridad de gran parte de la Vega Baja del Segura y, muy especialmente, del núcleo de Benferri (figura 5).

3 *Alegación por el Colegio Patriarcal...* (1759) (trans. en Marín, 1997: 204-207). En similares términos para las transcripciones siguientes.



Figura 5. El Paredón en el año 2020, meses después de la crecida de septiembre de 2019. Se puede apreciar la diferencia entre el nivel del cauce aguas arriba y la base de la presa, fruto de la retención histórica de sedimentos

De forma cada vez menos excepcional, las aguas de crecida superaban el paredón e inundaban parte del barrio de San Antón, donde se sitúa el Palmeral de Orihuela, en las inmediaciones de la puerta este de la ciudad (Puerta de la Olma). Los problemas no derivaban tanto de la avenida e inundación como del estancamiento de las aguas. En 1643, 1648 y 1650 existen noticias sobre la preocupación de la ciudad ante las epidemias de malaria producidas por las lagunas generadas tras avenidas de la rambla y el aterramiento del actual azarbe de la Fuente, junto con la multiplicación de balsas de cocer cáñamo (Bernabé, 1999).

Durante la segunda mitad del s. XVIII su estado de conservación era muy deficiente y se realizaron costosas obras de mejora “de la pared vieja”, dirigidas por el arquitecto Miguel Francia. Los responsables de financiar las obras, que se prolongaron durante décadas por problemas económicos, dan una idea de la importancia de la infraestructura: en 1779 existía una junta presidida por el Obispo de Orihuela, con los señores de Cox y Redován, un “Síndico del Ramblar” y un Comisario General de la Huerta, encargado este último de cobrar las deudas de los regantes del azarbe de Mayayo. Este azarbe, que junto con el de Abanilla es el más importante de la margen izquierda del Segura en su Vega Baja, concentraban las aguas de las avenidas extraordinarias que la rambla de Abanilla-Benferri y las dirigía hacia los sectores más deprimidos del llano de inundación. En 1759, sin que haya trascendido una avenida

importante del río Segura durante dicho año, se produjo un acontecimiento extraordinario: “las aguas de esta Rambla, por ser de avenida, con el riguroso ímpetu en tiempos pasados hicieron una gran rotura [refiriéndose al Paredón], extraviando su curso regular, con lo que [...] ocasionó el rompimiento, y extravío de las aguas, que dexaron su regular antiguo curso, tomando sus corrientes á las tierras de la Huerta de esta Ciudad [Orihuela], Lugar de Rafál, y villas de Callosa, Dolores y demás de las pías fundaciones” (Nipho, 1770: 311). Es posible que, tras este episodio singular de 1759, que la documentación señala como un momento de inflexión en el comportamiento de la rambla al dañarse seriamente el Paredón, se iniciaran los intentos de reparación descritos anteriormente, que tras la turbulenta década de 1770 –en lo que al clima se refiere (Alberola, 2014)– no habían sido suficientemente atendidos:

Que por esta omisión se havia verificado en las inmediatas avenidas haver sobrepujado las aguas la altura de la Pared, y á su caída desmoronado el resfuerzo de la antigua, y socavando en muchas partes la nueva, así por faltar á aquel la solidez, y consistencia proyectada. Como por no estar ya toda enlusada, y revocada para despedir las aguas como lo haría en el caso contrario: Que los perjuicios [...] se miravan forzosos, y temibles que qualquier otra avenida rompiese la Pared ya quebrantada, con pérdida de los caudales imbertidos en ella, y la maior de inundar la Huerta y perder la preciosa cosecha (de Gea et al., 2012: 291).

No obstante lo expuesto, resulta llamativa su omisión en los mapas analizados del s. XVIII. La única referencia recogida en estos es la de “Remiendo del caxero”. A pesar de todo, cada vez que se menciona la rambla de Abanilla-Benferri con motivo de riadas, es este el cauce que resulta más dañino, es decir, el que se desarrolla aguas abajo de El Paredón. De hecho, tanto en la documentación antigua consultada como en las relaciones de episodios de avenidas nunca se menciona el otro ramal que supuestamente constituye otra terminación del sistema fluvial o rambla de Redován y al que se le concede el papel de cauce principal.

La primera representación del cauce que se desarrolla aguas abajo de El Paredón se ha hallado en los Bosquejos planimétricos del término municipal de Orihuela (1897) (figura 6A), con la denominación de Rambla de la Torreta, una anchura media de 40 m y representada con doble trazo azul discontinuo, llegando hasta la Carretera de Orihuela a Abanilla (CV-8702), en el paraje de los Regueros (Las Torretas en el Nomenclator Toponímico Valencià). En el vuelo de 1929-1930 se aprecia este cauce de manera muy nítida y, si acaso, con una anchura algo mayor (figura 6C). Sin embargo, el aspecto más interesante que se observa en los fotogramas es, por un lado, que el cauce termina aguas abajo de la carretera mencionada; y, por otro, que, en el último tramo, ese cauce está acondicionado como cañada, es decir, convertido en banales. En los fotogramas de 1945 prácticamente se reproduce la situación descrita, pero en 1956, el aluvión llega casi hasta la carretera CV-8702; ya han mediado varios eventos y, en especial, el de 1947, que “asoló el cementerio de Benferri” (tabla 1).

Por último, no deja de ser llamativo que en las minutas correspondientes a los trabajos topográficos previos a la publicación del MTN 1:50.000 (figura 6B) se obviara la presencia de este cauce, que no se representa en la primera edición del MTN (1933), a pesar de ya estar dibujado en los bosquejos de finales del s. XIX (figura 6A).

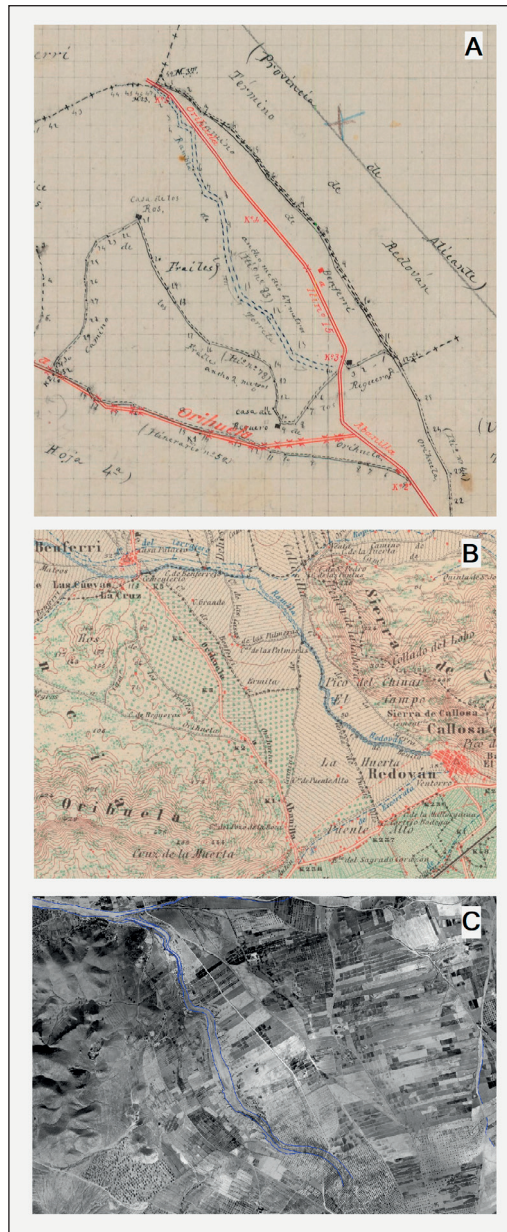


Figura 6. Representación del cauce aguas abajo del Paredón: A) dibujado como “Rambla de la Torre” en un Bosquejo planimétrico de 1897; B) cauce obviado en la primera edición del MTN (1933), en la que únicamente aparece la rambla de Redován; y C) perfilado con línea azul, se aprecian las dimensiones del cauce fotografiado por Ruiz de Alda en 1929-1930. Fuente: CNIG.

Transformaciones recientes y desorganización del sistema

Tratar de determinar hasta qué momento se han mantenido operativos los sistemas de derivación resulta crucial en la comprensión del funcionamiento actual de estas cuencas vertientes. Sin embargo, es obligado registrar, inventariar y catalogar los restos actuales del sistema de riegos de turbias, especialmente cuando están constatadas a partir de la documentación y cartografía histórica, o bien a través de la fotointerpretación, especialmente, del vuelo de 1929-1930.

El sistema está integrado tanto por complejos presa de derivación-boquera, como por boqueras que se inician directamente en el lecho de la rambla, identificadas con las denominadas en “malecón” por Morales (1969). En ocasiones, si hubo algún tipo de estructura para derivar los caudales, no se aprecian en la fotografía aérea, probablemente porque serían simples diques o ribazos de tierra y cantos o, incluso, simples “atochadas”; posibilidad recogida en disposiciones legales tan recientes como la Ley de Aguas de 1985 (Morales et al., 1989) o en la tradición oral de cuencas próximas como la rambla de Sarsa-El Derramador (Agost).

Para determinar el momento en el que el sistema perdió su funcionalidad, se ha analizado la fotografía aérea y las ortofotos disponibles entre el periodo 1929-2020, tal y como se ha descrito en el apartado de materiales y método. La observación se ha aplicado, inicialmente, a uno de los elementos del sistema, la conocida presa de derivación o rafa de Benferrejo (8 de la figura 4), situada aguas abajo de la “isla”.

El análisis ha puesto el foco en tres aspectos que se han considerado esenciales para poder concluir el momento aproximado en el que el sistema deja de ser efectivo: la estructura de derivación, las boqueras y, en otro plano, la cobertura vegetal de cauce y boqueras. Así, la funcionalidad del sistema, claramente identificable en los fotogramas de 1929-1930 (figura 7A), se mantiene, sin lugar a dudas, hasta los fotogramas de 1956, siendo perfectamente reconocibles la presa, el inicio de la boquera y su muro, dispuesto en paralelo al cauce, así como su continuación. En este periodo la cobertura de la vegetación se mantiene en mínimos, tanto en el cauce como en las boqueras. En 1978, a pesar de poder identificar los elementos del sistema, se aprecia un aumento de la cubierta vegetal, especialmente en las boqueras; situación que da idea de escasa funcionalidad del sistema; al tiempo que se observan los primeros cambios en los usos del suelo, vinculados, sin duda, a la llegada de caudales foráneos (trasvase Tajo-Segura) y la transformación a una citricultura de regadío. Con todo, los caudales derivados de la rambla han perdido su sentido y a partir del fotograma de 1984, el taponamiento y la colmatación de las boqueras, entonces parcial, es casi completo a partir de los fotogramas de 1987. De forma paralela, la incipiente transformación a regadío se ha ido completando hasta convertirse, prácticamente, en un monocultivo de cítricos. Se puede concluir, pues, que la pérdida de funcionalidad de este complejo de derivación debió producirse en fechas anteriores a 1984. Probablemente sea esta la fecha que se podría aplicar al conjunto del sistema, pero la constatación de que el proceso de desmantelamiento y desorganización del sistema no tiene por qué ser homogéneo la ofrece una referencia de 1967 para el caso concreto de la rambla de Cox. De Gea et al. (2012) dan a entender que la reiteración de avenidas (tabla 1) en la zona de derrame de Redován, Escorratel y barrio de San Antón provocó un intento de reapertura

del “cegado cauce de la antigua acequia o rambleta del campo hacia Cox, Granja de Rocamora y los Saladares de Albatera”, que había sido parcialmente taponado en la década de 1940.

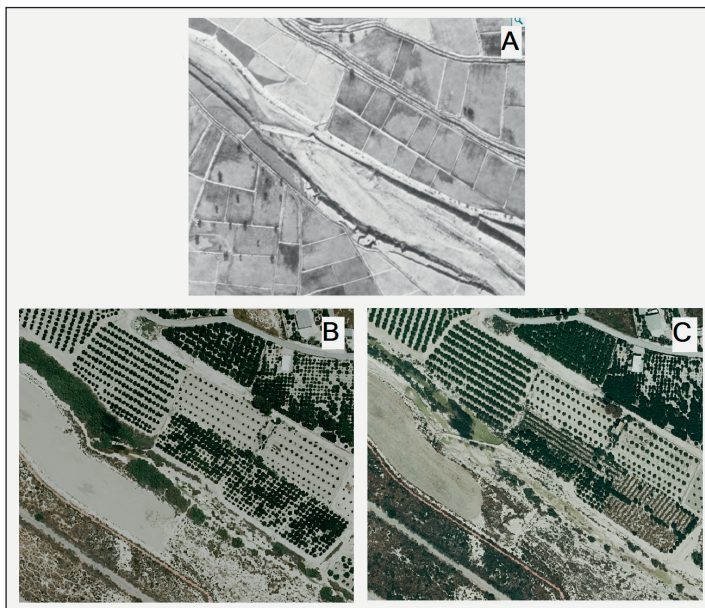


Figura 7. Evolución de la presa de Benferrejo: A) 1929-1930; B) ortofoto de 2019, previa a la avenida de septiembre de ese mismo año; y C) ortofoto de 2020.

Fuente: Fototeca del Institut Cartogràfic Valencià.

Tabla 1. Episodios de avenida en los ss. xx y xxi. En gris, aquellos eventos en los que no aparece de manera explícita la rambla de Abanilla-Benferri.

Elaboración propia a partir de las distintas fuentes citadas.

Fecha	Observaciones
¿?/09/1905	En Orihuela causó alarma el ímpetu de la corriente del Segura, incrementada con las aportaciones de las ramblas afluentes (CNPC, 1983)
25/09/1906	Inundación de Santomera (24 muertos) (CNPC, 1983)
¿?/09/1910	En Orihuela los daños ocasionados por el desbordamiento de cauces fueron inmensos (CNPC, 1983)
¿?/11/1916	La huerta de Orihuela, anegada por desbordamiento de ramblas y río (CNPC, 1983)
¿?/09/1919	Entre Albatera y Crevillente, destrozos en la vía férrea (CNPC, 1983)
¿?/11/1926	En Orihuela las lluvias hicieron salir de madre las ramblas y barrancos (CNPC, 1983)

Fecha	Observaciones
11/06/1929 12/06/1929	Barrancos y ramblas desbordados anegaron bancales y destrozaron caminos. También salieron de madre las ramblas Salada, Cabezo de la Plata, Torrealguera y Churra (CNPC, 1983)
25/12/1931	Salió de madre la rambla de Santomera (CNPC, 1983)
23/04/1946	Inundación de la vega entre Orihuela y Guardamar: Orihuela, Rojales, Dolores, Almoradí, Bigastro, Rafal y caseríos. Avenidas de las ramblas de Abanilla-Benferri, Santomera y La Muda. Hasta 2 m, 23.600 ha entre Orihuela y Guardamar; 200.000 tahúllas, de ellas, 85.000 correspondían a Orihuela. Dolores, Rafal y San Fulgencio fueron evacuados (CHS)
29/09/1947	Inundaciones desde Monteagudo hasta Guardamar. Avenidas de las ramblas de Santomera y Abanilla-Benferri. En la zona de Orihuela la rambla de Abanilla-Benferri adquirió un nivel superior en 1,30 m al de otras avenidas conocidas, de forma que inundó la parte honda de la huerta (CNPC, 1983 y De Gea et al. 2012) La rambla de Abanilla-Benferri dejó inundadas zonas de huerta y anegó el pueblo de Benferri, cuyo cementerio quedó asolado por el ímpetu de las aguas (CHS)
23/03/1949	Crecidas en las ramblas Salada (Santomera) y Abanilla-Benferri (CHS)
07/10/1950	Desbordamiento del Segura en Orihuela, alcanzando el agua una altura en sus calles de 70 cm. Las avenidas en las ramblas Salada (Santomera) y Abanilla-Benferri inundaron 5.000 tahullas de la Vega Baja (CHS)
17/10/1957 18/10/1957	Crecidas de las ramblas de Santomera y Abanilla-Benferri , aunque no hubo inundaciones por falta de sincronización de las ramblas. Demanda de construcción de un embalse en la rambla de Santomera (Juárez et al, 1989)
17/12/1964 19/12/1964 22/12/1964	Se inundaron Orihuela, San Fulgencio y Guardamar, así como 670 ha en San Fulgencio y Guardamar. Avenidas de las ramblas de la Vega Baja del Segura (CHS)
08/12/1965 11/12/1965	Inundación de la Huerta de Orihuela, Molins y San Bartolomé, Bigastro, Jacarilla, (Benferri), Hurchillo y Guardamar. Riadas de los torrentes en Callosa de Segura, Abanilla-Benferri, Bigastro y Jacarilla. Torrentes en Callosa de Segura: toneladas de piedra y tierra a gran velocidad (<i>debris flow</i>). Rambla de Abanilla-Benferri: las aguas alcanzaron 2,5 m, anegaron un buen trecho de la carretera de Murcia y el Palmeral de San Antón, en Orihuela (Juárez et al, 1989)
14/09/1966	Avenidas de las ramblas de Santomera y Abanilla-Benferri. Se desbordó la rambla de Abanilla-Benferri y las aguas cubrieron la carretera general en el tramo comprendido entre el PK 25,7 (Orihuela) y el PK 34 (Albatera). Las aguas inundaron extensas zonas de La Murada, Benferri, Callosa de Segura, Redován y Orihuela. En Orihuela se inundó gran parte del Palmeral de San Antón (CNPC, 1983)
10/10/1966	Avenidas de los ríos Segura y Guadalentín y de la rambla de Abanilla-Benferri. Quedaron anegadas zonas de San Fulgencio, Rojales y Guardamar. Se desbordó la rambla de Abanilla-Benferri , inundando zonas de la huerta de Orihuela (CHS)
16/04/1967	Avenida de la rambla de Abanilla-Benferri (CHS)
02/11/1987 06/11/1987	Inundación de toda la huerta. No hay noticias, a pesar de que en Callosa volvió a quedar sepultada la rambla (Giménez Font, 2006). Tampoco se recogen noticias de la rambla de Abanilla-Benferri , que también experimentó una riada que rebasó el Paredón (fotos en de Gea et al., 2012)

Fecha	Observaciones
12/09/2019 14/09/2019	La llamada Riada de Santa María, catalogada como de las más catastróficas y devastadoras. Se produjeron inundaciones de gran extensión en las Vegas Media y Baja del río Segura (de más de 500 km ²). El municipio de Orihuela también se vio gravemente afectado por el desbordamiento de la rambla de Abanilla (CHS).

De los elementos del complejo, solo han llegado hasta la actualidad los restos de la presa de derivación, mientras que las boqueras han desaparecido en todo su trazado, convertidas en caminos o reducidas a meros linderos entre parcelas e, incluso, sustituidas por el callejero del núcleo de población de Benferri.

Por su parte, en el cauce se han observado dos procesos que, ininterrumpidamente, se han ido desarrollado hasta la riada de septiembre de 2019. Por un lado, el cauce blanco y completamente desprovisto de vegetación que se observa en los tres primeros fotogramas (1929-1930, 1945 y 1956) ha experimentado una colonización vegetal progresiva que, si bien ya es perceptible entre 1978 y 1993, es notoria en los fotogramas de 2002 a 2017, hasta llegar a su máximo en las imágenes de 2018 y 2019 (figura 7B); mientras que, en las imágenes de 2020, posteriores a la riada de septiembre de 2019, solo se alcanza a reconocer, en el mejor de los casos, las cepas y los tocones de algunos de los tarayes que tapizaban el lecho, puesto que el resto de la vegetación riparia, de carácter herbáceo, ha sido completamente devastada (figura 7C).

El segundo proceso observado se vincula a los cambios de usos del suelo que, como ya se ha indicado, tuvieron su inicio con la llegada de recursos hídricos alóctonos (trasvase Tajo-Segura) y la transformación a regadío de todo este secano mejorado con las aguas de avenida del Campo de Benferri. Como ya se avanzó en otra ocasión (Marco et al., 2020), la principal consecuencia de esa profunda transformación paisajística y territorial ha sido el estrechamiento del cauce principal de la rambla; circunstancia en la que también han sido decisivos otros dos hechos: el desmantelamiento del sistema de riego con aguas de avenida y el desvío de la rambla hacia el embalse de Santomera. En efecto, el segundo debió materializarse hacia 1968 y se percibió como la principal causa de que las avenidas e inundaciones generalizadas en la cuenca del Segura de 1972 apenas tuvieran incidencia en la rambla de Abanilla-Benferri (de Gea et al.). De hecho, tal como se refleja en la tabla, las frecuentes riadas entre 1946 y 1967 dan paso a largos periodos de aparente inactividad, pues los eventos posteriores son los de 1987 y 2019. Muy probablemente, la conjunción de todas estas circunstancias –llegada de caudales alóctonos, desmantelamiento del sistema tradicional de riego con aguas de avenida y construcción de la presa y canal de derivación hacia el embalse de Santomera– generó una inercia y falsa percepción de seguridad ante el riesgo de avenidas de la rambla, que, entre otras, propició, mediante la roturación, el trazado y la mejora de la red viaria un progresivo estrangulamiento del cauce principal. Esta cuestión, estudiada en numerosos cauces mediterráneos (Conesa et al., 2012; Segura-Beltran & Sanchis-Ibor, 2013; Segura-Beltran, 2017), se aborda ahora comparando los datos correspondientes a 1956, 2019 y 2020 en el área de estudio (entre el límite de la Región de Murcia y su derrame en El Ramblizo, Orihuela). Entre los dos primeros se produce una reducción del 38,29 %, pues se ha pasado

de 592.596 m² a 365.675 m²; mientras que, a pesar de la recuperación derivada del episodio de 2020 en un 31,71 % respecto de 2019, los 481.636 m² ocupados por el cauce significan una reducción del 18,72 % respecto de 1956.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Desde el comienzo se ha destacado el carácter multiseccular, casi se podría decir que milenario, del funcionamiento ecoantrópico de la rambla. Muchos son los elementos presentados que avalan la idea de un sistema fluvial intensamente humanizado en el que, sin duda, ha coevolucionado la actividad hidrogeomorfológica, tanto en la faceta erosiva como en la sedimentaria, con la propia actividad antropogénica. Se trata de una interacción en la que los grupos humanos aprovechan los flujos de materia y energía del sistema hidrogeomorfológico para obtener los objetivos perseguidos (energía cinética ligada a la circulación de las aguas que, dirigida por los complejos de derivación, transporta no solo el agua, sino también la carga sólida) y que, en última instancia, pretenden aumentar el rendimiento y la productividad, mejorando así la capacidad de toda la superficie afectada por el sistema. Estos grupos, a través de su trabajo, también realizan un aporte energético, que, en la mayoría de los casos, se consume en contrarrestar los excesos que puedan dañar la infraestructura antropogénica del sistema.

Con esta lógica, ¿para qué dejar fluir la rambla directamente hasta la vega del Segura, cuando existe un amplio y vasto territorio, denominado genéricamente “campo” –de Benferri, de Cox o de Redován– de tierras de secano en las que un riego podría asegurar las cosechas o aumentar la producción? Muy probablemente, esta cuestión y su respuesta más obvia están en el origen de las dificultades de interpretación que supone la firme convicción, basada en la percepción multiseccular, de que el curso natural de la rambla aguas abajo de Benferri estaría representado por la denominada rambla de Redován. Sin descartar la posibilidad de que el sistema fluvial, antes de cualquier intervención antropogénica, pudiese tener varios derrames –fundamentalmente tres, como ya se ha dicho–, la respuesta a otra cuestión básica puede poner luz en este asunto o, al menos contribuir a ello. Si no existiese o elimináramos el Paredón, ¿cuál sería la situación o realidad alternativa? Pues parece evidente que la escorrentía se dirigiría en sentido sur, salvando el desnivel existente de prácticamente 10 m; la corriente erosionaría los sedimentos acumulados a causa del Paredón y acabaría por exhumar el apuntamiento de rocas carbonatadas del Triásico Superior en las que se apoya el estribo oeste de El Paredón, es decir, las que, con toda probabilidad, dieron nombre a la “Buelta de las Peñetas” del mapa del ACO. Constituyeron el anclaje idóneo para construir una primitiva “mota”, que podría tener precedentes islámicos, que se menciona en el s. XIII (de Gea et al., 2012) y que, sin duda, fue objeto de reparaciones y ampliaciones constantes, especialmente a lo largo del s. XVIII.

Se comprende así que, de forma paralela a su crecimiento, aumentase también el espesor de la acumulación de sedimentos inducida y, por consiguiente, el desnivel al que se encuentra el cauce en el que principia la rambla de Redován, paradójicamente colgado respecto de la base del Paredón. Se interpreta este punto como el inicio de una amplia zona de acreción que se digita a partir de la difluencia de las ramblas de Redován y de Cox, aunque también son importantes los derrames del complejo de boqueras

del “Azud de Ortanova”. Varios son los indicadores de esta acreción continuada en tiempos históricos, que vienen a corroborar la interpretación expuesta, completando las aproximaciones iniciales a esta cuestión (Marco et al., 2020):

- De la acreción de la parte distal por el sur, es decir, la correspondiente a la rambla de Redován, se tienen noticias desde 1490, cuando se indica que Redován “no era más de una grande alquería, y debía ser harta mejor tierra y más huerta de lo que es hoy, porque la acequia de Escorratel iba por mucho más arriba; pero con las avenidas de la rambla crece y se alza la tierra y decrece la huerta faltándole el agua” (Bellot, 2001: 180-181).
- En los dos planos del s. XVIII se indica un elemento muy llamativo en sus leyendas: “Puente que està baxo tierra, y tiene de luz 19 palmos” (ACO) y “Puente que se ha descubierto bajo tierra, en termino de Redovan, que tiene de luz dies y nueve palmos y 24 piedras el Arco” (AHO). Se trata, aproximadamente, donde se situaría el ápice del abanico construido por la boquera-rambla de Redován.
- También la acequia-rambla de Cox y su prolongación en la Rambleta configuraron una zona de acreción que se advierte, además de por la circunstancia de circular por encima de los terrenos aldeaños, por el trazado de las curvas de nivel, claramente convexas, observadas desde el ápice u oeste.

Se trata de las consecuencias más evidentes de un sistema que, durante siglos –tal vez algún milenio– se organizó para reducir las puntas de crecida, laminar los caudales y facilitar el avenamiento. Un sistema de ordenación hidrogeomorfológica que continuó su ampliación, al menos, durante los ss. XVIII y XIX y que generó una compleja red de boqueras que, solo en el tramo analizado, beneficiaría una superficie superior a las 2.820 ha, según cálculos preliminares. Las dimensiones de esta red hidráulica suponían la detracción de ingentes caudales de la rambla: por ejemplo, teniendo en cuenta una altura de 30 cm en los caballones de los bancales, el sistema podría ser capaz de asumir hasta 8,46 hm³. Una cifra aproximativa pero que da buena cuenta de la importancia del sistema y de las consecuencias de su desarticulación. En la riada catastrófica de 1947, que anegó Benferri y se llevó parte del cementerio situado junto al Paredón, se estima que la rambla evacuó 6 hm³ (Melgarejo, 1995); mientras que, en la de diciembre de 1965, el Segura evacuó por Guardamar 55 hm³ a lo largo de varios días, con gran protagonismo de la rambla de Abanilla-Benferri (Rosselló, 1989). En estos episodios, de los que existen registros de caudal aproximado, el sistema de riego con aguas de avenida se encontraba en funcionamiento y debió de laminar ingentes cantidades de agua que, de otra manera, se hubieran sumado a las consecuencias desastrosas. Aunque se desconocen los datos de la riada de septiembre de 2019, algunos cálculos elevan los caudales de la rambla hasta los 74,02 hm³ (Benadero et al., 2020), lo que apunta a una clara sobreestimación. Pero parece lógico concluir que el abandono del sistema ha incrementado claramente la peligrosidad de las avenidas de la rambla, convertida actualmente en un foco de discusión técnica en el marco de la revisión del Plan de Gestión del Riesgo de Inundación en la demarcación hidrográfica del Segura, en su segundo ciclo de planificación 2022-2027 (CHS, 2021). Enlazar los avances en el conocimiento del funcionamiento del sistema histórico con las propuestas de futuro que pretenden reducir la peligrosidad de la rambla resulta un acicate para continuar su estudio.

REFERENCIAS

- Alberola, A. (2014). *Los cambios climáticos. La Pequeña Edad del Hielo en España*. Madrid: Cátedra.
- Bellot, P. (2001). *Anales de Orihuela: (siglos XIV-XVI)*. Alicante: I.A.C. Juan Gil-Albert / Real Academia Alfonso X el Sabio. 2 vols. Edición a cargo de J. Torres Fontes.
- Benadero, J. V., Muguruza, P. I., & Marin J. (2020). Estado de riesgo de la Vega Baja del río Segura frente a inundaciones. Necesidad de realizar un plan de infraestructuras hidráulicas. En López, I. & Melgarejo, J. (eds.). *Riesgo de inundación en España: análisis y soluciones para la generación de territorios resilientes* (pp. 591-610). Alicante: Universidad de Alicante.
- Bernabé, D. (1999). Insalubridad y bonificaciones de almarjales en el Bajo Segura antes de las Pías Fundaciones de Belluga. *Revista de Historia Moderna*, 17, 45-72.
- Canales, G. & López, A. (2015). Riesgos naturales en la huerta de Orihuela. En Ferrández, T. & Diz, E. (coords.). *Historia Natural de la Huerta de Orihuela* (pp. 251-282). Orihuela: Ayuntamiento de Orihuela.
- Cavanilles, A. J. (1795-1797). *Observaciones sobre la historia natural, geografía, agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia*. 2 vols. Madrid: Imprenta Real.
- Comisión Nacional de Protección Civil (CNPC) (1983). *Estudio de inundaciones históricas. Mapa de riesgos potenciales. Cuenca del Segura*. 2 vols. https://www.chsegura.es/export/sites/chs/galleries/descargas_libros/Estudio_de_Inundaciones_Historicas_Mapas_de_Riesgos_Potenciales_Cuenca_del_Segura.pdf
- Conesa, C., Pérez, P., García, R., & Martínez, A. (2012). Cambios históricos recientes de cauces y llanuras aluviales inducidos por la acción del hombre. *Nimbus*, 29, 159-176.
- Confederación Hidrográfica del Segura (CHS). *Cronología de riadas en la cuenca del Segura*. <https://www.chsegura.es/es/confederacion/unpocodehistoria/cronologia-de-riadas-en-la-cuenca-del-Segura/>
- CHS (2015). *Plan de Gestión del Riesgo de Inundación de la demarcación hidrográfica del Segura*. Murcia: Confederación Hidrográfica del Segura. Murcia: Confederación Hidrográfica del Segura. https://www.chsegura.es/export/sites/chs/descargas/planificacionydma/planriesgo/inundaciones/docsdescarga/01_PGRI_MEMORIA.pdf
- CHS (2021). *Revisión y actualización del Plan de Gestión del Riesgo de Inundación de la demarcación hidrográfica del Segura (2º ciclo)*. Murcia: Confederación Hidrográfica del Segura. https://www.chsegura.es/export/sites/chs/descargas/planificacionydma/planriesgo/inundaciones/docsdescarga/ES070_PGRI_2c_MemoriaCP.pdf
- de Gea, M., Moñino, R., Marín, P., & Marco, E. (2012). Los regadíos medievales y su evolución histórica en el Bajo Segura. Poblamiento, poder social y comunidades campesinas. *Cuadernos de Historia y Patrimonio Cultural del Bajo Segura* (4-5). Orihuela: Fundación de la Comunidad Valenciana “Patronato Histórico-Artístico de la ciudad de Orihuela”.
- Faus, A. (1995). *Mapistes. Cartografía i agrimensura a la València del segle XVIII*. València: Generalitat Valenciana.

- FEMP (2019). *Sexto informe sobre políticas locales de lucha contra el cambio climático. Informe adicional: Soluciones Basadas en la Naturaleza. Infraestructuras Verdes de especial interés para las entidades locales*. Madrid: Federación Española de Municipios y Provincias. https://sextoinforme.redciudades-clima.es/sites/default/files/2020-10/Sexto_Informe_sobre_Politicas_Locales_de_lucha_contra_el_Cambio_Climatico_0.pdf
- Gil, A. & Canales, G. (1988). *Residuos de propiedad señorial en España*. Alicante: I.A.C. Juan Gil-Albert.
- Giménez-Font, P. (2006). Contexto geomorfológico y asentamiento humano: abanicos aluviales y corrientes de derrubios en la sierra de Callosa (Bajo Segura, Alicante). *Geografía física y medio ambiente: guía de campo de las XXI Jornadas de Geografía Física* (pp. 95-120). Alicante: AGE-Instituto Interuniversitario de Geografía.
- Hernández, M. & Giménez, P. (2011). La citricultura: un paisaje dual, entre los regadíos tradicionales de los valles aluviales y los nuevos regadíos. *Los paisajes agrarios de España. Caracterización, evolución y tipificación* (pp. 336-349). Madrid: Ministerio de Medio Ambiente, Rural y Marino.
- Hernández, M. & Morales, A. (2013). Los aprovechamientos tradicionales de las aguas de turbias en los piedemontes del sureste de la Península Ibérica: estado actual en tierras alicantinas. *BAGE*, 63, 105-123.
- Juárez, C., Ponce, G. & Canales, G. (1989). Inundaciones en el Bajo Segura. Cronología de una lucha intermitente frente a una amenaza constante (1946-1987). En Gil, A. & Morales, A. *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del Mediterráneo* (pp. 309-329). Alicante: Instituto Universitario de Geografía, Universidad de Alicante.
- Marco, J. A. (2016). Técnicas tradicionales de información geográfica (TTIG) en el análisis de las transformaciones recientes del riu Millars (Castelló, España). En Vera, F., Olcina, J., & Hernández, M. (coords.). *Paisaje, cultura territorial y vivencia de la geografía: Libro homenaje al profesor Alfredo Morales Gil* (pp. 273-288). Alicante: Instituto Interuniversitario de Geografía, Universidad de Alicante.
- Marco, J. A. & Box, M. (2019). El conocimiento tradicional relativo al aprovechamiento de las aguas de avenida: l'Alcavó i la Revolta. *Camelobre*, 70, 196-205.
- Marco, J. A., Giménez, P., Padilla, A., García, E., & Prieto, A. (2020). La rambla de Abanilla-Benferri como paradigma para el estudio del conocimiento tradicional relativo al aprovechamiento de las aguas de avenida. En López, I. & Melgarejo, J. (eds.). *Riesgo de inundación en España: análisis y soluciones para la generación de territorios resilientes* (pp. 881-896). Alicante: Universidad de Alicante.
- Marín, P. (1997). *Historia de Cox según Montesinos*. Callosa de Segura: Imp. Gráficas San Roque.
- Melgarejo, J. (1995). *La intervención del Estado en la cuenca del Segura (1926-1986)*. Alicante: Institut de Cultura Juan Gil-Albert, Generalitat Valenciana.
- Mondéjar, J. M. (2009). *El riego de boqueras: una técnica hidráulica para la gestión ambiental en territorios semiáridos y lucha contra la desertificación*. Tesis doctoral (inédita). Alicante: Instituto Interuniversitario de Geografía, Universidad de Alicante.
- Morales, A. (1969). El riego con aguas de avenida en las laderas subáridas. *Papeles del Departamento de Geografía*, 1, 167-187.

- Morales, A. & Box, M. (1986). El aprovechamiento del agua y los suelos en un dominio semiárido: la cuenca del barranco Blanco, Agost (Alicante). *Investigaciones Geográficas*, 4, 7-24.
- Morales, A., Box, M., & Marco, J. A. (1989). El aprovechamiento de las aguas de avenida: derecho consuetudinario y disposiciones legales. En Gil, A. & Morales, A. (eds.). *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del Mediterráneo* (pp. 553-563). Alicante: Instituto Universitario de Geografía, Universidad de Alicante.
- Nipho, J. M. (1770). *Correo general de España, y noticias importantes de agricultura, artes, manufacturas, comercio, industria y ciencias*. Madrid: Ed. facsímil del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, 1988. Tomo 1.
- Ojeda, J. (2011). Evolución de las tandas de riego en Orihuela. *Cuadernos de Geografía*, 89, 23-48.
- Oliva, A. & Olcina, J. (2021). La importancia de la cartografía histórica en la elaboración de mapas de peligrosidad de inundación en el contexto del cambio climático: Propuestas para la rambla de Abanilla (Alicante). *Estudios Geográficos*, 82(290), e069. <https://doi.org/10.3989/estgeogr.202081.081>
- Ortuño, A., Folgueral, S., & Amorós, F. (2020). El Foro Fuerza Vega Baja: necesidades y posibilidades de financiación. En López, I. & Melgarejo, J. (eds.). *Riesgo de inundación en España: análisis y soluciones para la generación de territorios resilientes* (pp. 1107-1128). Alicante: Universidad de Alicante.
- Rosselló, V. M. (1989). Los llanos de inundación. En Gil, A. & Morales, A. (dir.). *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del Mediterráneo* (pp. 243-283). Alicante: Instituto Universitario de Geografía, Universidad de Alicante.
- Segura-Beltrán, F. & Sanchis-Ibor, C. (2013). Assessment of channel changes in a Mediterranean ephemeral stream since the early twentieth century. The Rambla de Cervera, eastern Spain. *Geomorphology*, 201, 199-214.
- Segura-Beltrán, F. (2017). *Canvis ambientals i antròpics recents en els sistemes fluvials mediterranis: crònica d'una destrucció anunciada*. Barcelona: Institut d'Estudis Catalans.

Cómo citar este artículo:

Marco Molina, J. A., Giménez Font, P., & Prieto Cerdán, A. (2021). Aprovechamiento tradicional de las aguas de avenida y transformaciones de los sistemas fluviales del sureste de la Península Ibérica: la Rambla de Abanilla-Benferri. *Cuadernos de Geografía*, 107, 149-174.
<https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21333>



Este obra está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-SinObraDerivada 4.0 Internacional.

RAMON J. BATALLA^a

REFLEXIÓN SOBRE DINÁMICA MORFOSEDIMENTARIA. IMPLICACIONES PARA LA GESTIÓN FLUVIAL EN UN CONTEXTO DE CAMBIO GLOBAL

RESUMEN

La conservación de la estructura y el funcionamiento de los cauces fluviales y, en su caso, su rehabilitación se debe sustentar en un profundo conocimiento de los procesos físicos que en ellos tienen lugar y el nexo con la cuenca de drenaje. En este sentido, es importante avanzar en el análisis detallado de los componentes morfodinámicos y sedimentarios claves que permitan definir, por ejemplo, umbrales de cambio irreversibles en medios fluviales poco o no alterados y programas de reconexión lateral y longitudinal en medios muy alterados, todo ello encaminado a la consecución del mejor estado ecológico y de conservación de los ecosistemas fluviales.

PALABRAS CLAVE: dinámica morfosedimentaria; agua; sedimentos; rehabilitación funcional; continuidad fluvial.

REFLECTION ON MORPHO-SEDIMENTARY DYNAMICS. IMPLICATIONS FOR RIVER MANAGEMENT IN A CONTEXT OF GLOBAL CHANGE

ABSTRACT

The conservation of the structure and functioning of river channels and, where appropriate, their rehabilitation, must be based on a sound knowledge of the physical processes that take place in them, and the intimate link with the drainage basin. Hence, it is important to move forward in the detailed

^a Grup de Recerca de Dinàmica Fluvial (RIUS), Universitat de Lleida (UdL). 25198 Lleida. Institut Català de Recerca de l'Aigua (ICRA). 17241 Girona. Facultad de Ciencias Forestales y Recursos Naturales, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile. ramon.batalla@udl.cat. <http://orcid.org/0000-0001-8454-2314>.

Fecha de recepción: 21-07-2021. Fecha de aceptación: 09-12-2021.

analysis of the key morphodynamic and sedimentary components that allow defining, for example, irreversible change thresholds in fluvial environments less or no altered, and lateral and longitudinal reconnection programs in highly altered environments, all aimed to the achievement of the best possible ecological and conservation status of river ecosystems.

KEYWORDS: morphosedimentary dynamics; water; sediments; functional rehabilitation; river continuity.

DINÁMICA HIDROLÓGICA Y MORFOSEDIMENTARIA

El conocimiento de la morfología y del transporte de sedimentos son el punto de partida para la conservación de la estructura y el funcionamiento de los ecosistemas fluviales. Los ríos se encuentran entre los sistemas más complejos y dinámicos de la naturaleza, y constituyen sistemas naturales caracterizados por transferencias más o menos frecuentes de agua y sedimentos a lo largo del continuo fluvial, que, a su vez, sustentan la vida. Mientras se mueven a través de cursos fluviales, el agua y los sedimentos conectan todos los compartimentos de la red de drenaje, desde las cabeceras de la cuenca a las zonas de deposición en las tierras bajas (Leopold et al., 1964; Richards, 1982), en un completo y complejo sistema de intercambio y transferencia de masa y energía, lo que configura la cuenca hidrográfica o fluvial. El hecho de no apreciar esta conexión fundamental subyace a muchos de los problemas ambientales en la gestión actual de los ríos.

La forma del río y los sedimentos crean y mantienen una variedad de hábitats en el río, que sustentan la vida de muchos organismos. Un hábitat fluvial se refiere al sustrato, a las propiedades del flujo de agua y a los residuos orgánicos, entre otros, que sustentan el ciclo vital de los organismos, es decir, animales y plantas que en ellos viven. Cada uno los hábitats (e. g., rápidos, pozas, barras) ofrece oportunidades a diferentes ensamblajes de organismos. Incluso dentro de un solo hábitat fluvial, hay muchos lugares donde los animales pueden vivir. La vegetación de ribera, es decir, las plantas que crecen en los márgenes inundables, es también un elemento importante en la arquitectura de los ríos y ejerce una gran influencia en su funcionamiento (Cowell & Dyer, 2002; Cotton et al., 2006). Por lo tanto, las zonas ribereñas saludables son clave para que el hábitat sea completo. Los seres humanos modifican y alteran los ríos. Las alteraciones afectan al funcionamiento físico de los sistemas fluviales tanto por cambios de uso del suelo a escala de cuenca como por actividades dentro del cauce; entre estas actividades destacan la construcción de presas y la extracción de áridos de los cauces. Dichos impactos alteran el suministro de agua y sedimentos a la red de drenaje, así como la transferencia de masa y energía dentro del sistema. Los cambios en los usos del suelo (i. e., reforestación, deforestación, urbanización) afectan sobre todo a la escorrentía y a la producción y el suministro de sedimentos a largo plazo. Por su parte, las presas afectan al régimen de fluvial de agua y sedimentos a largo plazo y a largas distancias. La minería dentro del cauce, es decir, la extracción de sedimentos de ríos y llanuras de inundación adyacentes, actúa localmente agotando el cauce de sedimentos, y sus efectos pueden propagarse aguas arriba y abajo durante décadas (ver figura 1 para observar cambios compuestos en el patrón de drenaje consecuencia de la regulación por embalses y extracciones de áridos en un mismo tramo fluvial).

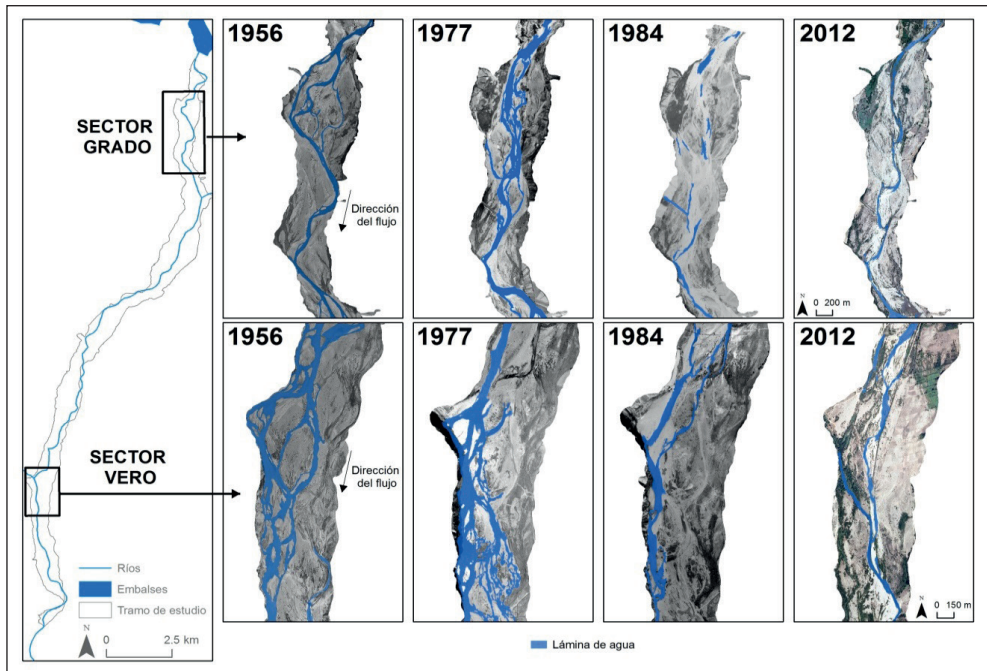


Figura 1. Ejemplo de cambio del patrón de drenaje y la conectividad lateral en un río afectado por presas y extracciones de áridos. Tramo medio del río Cinca (cuenca del Ebro).

La estructura de los cauces aluviales, es decir, su arquitectura básica está formada por sedimentos que experimentan ciclos de erosión, arrastre, transporte y deposición (Church, 2006). La mayoría de los ríos de la Tierra son aluviales, es decir, el agua corre entre mezclas sueltas de sedimentos que se han depositado previamente. Estos sedimentos forman la estructura básica de los ríos; dentro de ellos, el agua se mueve hacia arriba y en profundidad, y lateralmente en conexión directa con el agua subterránea en las llanuras de inundación. Estos sedimentos albergan una variedad de fauna y flora, y sostienen vegetación. La arquitectura de los cauces de los ríos está controlada por las interacciones entre el caudal líquido, el tamaño y la clasificación de los sedimentos, el suministro de nuevos materiales de la cuenca y su transporte río abajo (Leopold et al., 1964; Church, 2006). Estas interacciones controlan los cambios que los cauces de los ríos experimentan, así como su frecuencia y magnitud (Ligon et al., 1995; Kondolf, 1997). Es importante recordar, en este sentido, que las crecidas son perturbaciones físicas fundamentales para los organismos que habitan los ríos, más allá de los potenciales daños que puedan causar a bienes y personas.

El objetivo de este artículo es ofrecer una breve y general reflexión sobre la importancia de analizar correctamente la interacción entre las fuerzas del flujo de agua y los sedimentos que dan forma a los ríos, y su relación con el funcionamiento del ecosistema. El análisis de los procesos físicos proporciona un marco integral para las ciencias fluviales, que permite ver el agua, los sedimentos y las características

físicas resultantes como elementos fundamentales para comprender las medidas de conservación y restauración en el sistema e informar de estas. La conservación y, en su caso, la restauración comienza con la comprensión de los procesos físicos y la dinámica de los ríos. La gestión de ríos que descuida centrarse en los balances de masa (agua y sedimentos) y energía, como los factores que determinan la estructura y el funcionamiento de los ríos, está destinada al fracaso.

MEDICIÓN, EXPERIMENTACIÓN Y MODELIZACIÓN

De manera natural, las cuencas y los ríos están en proceso permanente de cambio y los impactos alteran además la naturaleza de ese cambio y dificultan la capacidad de los investigadores para analizar y predecir las trayectorias de cambio (respuesta, adaptación). La toma y el registro de datos es una parte fundamental del método científico, ya sea en su versión empírico-inductiva como en versión deductiva. En el primer caso, los datos ayudan a analizar relaciones causa efecto; por ejemplo, en un río cabe estudiar cómo el inicio del movimiento del material de fondo o el incremento del sedimento en suspensión activan la deriva de los macroinvertebrados. En el segundo caso, los datos permiten validar hipótesis ya testadas en otros medios fluviales anteriormente, por ejemplo, sobre la bondad de generar caudales ambientales para aumentar la conectividad lateral en un tramo de río que ha experimentado procesos crónicos de incisión. La toma de datos debe ser idealmente planificada a largo plazo para que los datos incluyan la máxima variabilidad posible, especialmente en cuencas con regímenes hidrológicos altamente variables como los de las regiones mediterráneas. Los datos hidrológicos que facilitan los organismos de cuenca (confederaciones, agencias) son fuentes de información muy relevantes, aunque el diseño y las mediciones no obedecen generalmente a criterios científicos sino de cuantificación y control de los recursos.

Una de las características más sobresalientes de la geomorfología moderna fue la adopción de los métodos cuantitativos, que han dado posteriormente lugar a una geomorfología de base cuantitativa y matemática (Scheidegger, 1961; Carson & Kirkby, 1972). Tal y como reseñan Sala y Batalla (1996), uno de los aspectos más sobresalientes ha sido la incorporación amplia y progresiva a la investigación de las mediciones y experimentaciones en el campo y en el laboratorio. Si bien las instalaciones pioneras, y que todavía siguen en curso, se remontan a los años cincuenta del pasado siglo, no fue hasta los años setenta cuando su utilización se generalizó, por tratarse de una metodología que se considera indispensable para el estudio de los procesos geomorfológicos (Slaymaker, 1980; Sala & Gallart, 1988). Los llamados experimentos de campo sirven para aportar datos sobre la magnitud y frecuencia de acción de los procesos y contribuyen a establecer sus variaciones espaciales y temporales. Las mediciones de la acción de un proceso bajo el control artificial de alguna de las variables se pueden considerar un experimento, puesto que se realiza en condiciones controladas, similares a las que se pueden obtener en un laboratorio. Los experimentos de campo son todavía poco abundantes entre los geomorfólogos, si bien son comunes entre hidrólogos, agrónomos e ingenieros, aunque la geomorfología ha avanzado también en esa dirección. Aun así, trabajos como los de Calvo (1988) mediante el uso de simuladores artificiales de lluvia que permitían cuantificar la erosión o los de Gibbins, Vericat y Batalla (Gibbins et al., 2007; Vericat et al.,

2008) son ejemplos que indican que la geomorfología está también avanzado en el campo de la experimentación, y en el caso particular de estos, los resultados contribuyeron a reforzar líneas específicas de la geomorfología fluvial en colaboración con otras disciplinas, en este último caso, la ecología.

El estudio de los procesos geomorfológicos, en su inicio cualitativo y posteriormente basado en la cuantificación y la experimentación, desembocó en la utilización de modelos matemáticos, diseñados para determinar o deducir la relación entre proceso y forma, entre causa y efecto, es decir, entre actividad geomorfológica y respuesta del cauce a su impacto. La modelización de procesos hidrosedimentarios mediante herramientas matemáticas con el apoyo de los sistemas de información geográfica, junto con el uso de técnicas geomáticas, que permiten obtener datos de muy alta resolución (Brasington et al., 2012), constituyen herramientas potentes para el análisis de procesos en ríos y la determinación de sus respuestas tanto a escenarios de cambio global (clima) como a aquellos que se dan aguas arriba (embalses, usos del suelo).

INTERACCIONES BIOFÍSICAS Y HÁBITAT FLUVIAL

Las características físicas controlan las condiciones del hábitat y son esenciales para mantener la diversidad ecológica de un sistema fluvial. La diversidad ecológica de los sistemas fluviales está directamente relacionada con la heterogeneidad de condiciones físicas del hábitat, incluida la hidráulica del flujo y el sustrato. Sin embargo, existen importantes consideraciones de escala relacionadas con el tamaño del organismo. Para los invertebrados, la escala relevante de heterogeneidad física es la del parche (es decir, de centímetros a metros), mientras que los peces, que son más grandes y móviles, dependen de heterogeneidad a escala de alcance, de cientos de metros a kilómetros (Poff, 1997). Los sedimentos presentan tamaños (granulometrías) y formas diferentes, y son la base de la compleja arquitectura de los cursos de agua. La heterogeneidad del sustrato y la complejidad topográfica son requisitos para la diversidad ecológica, que a su vez está vinculada a la salud (funcionamiento) de los ríos. La vida en los ríos requiere complejidad, estrés y, consecuentemente, perturbaciones y cambio. Los sedimentos de lechos fluviales relativamente inmóviles (es decir, cantos rodados, bloques) son hábitats importantes para invertebrados. Estas partículas ofrecen un hábitat más diverso para la colonización y mejores recursos alimentarios, i. e., retienen más materia orgánica y el *biofilm* se desarrolla mejor que en ambientes menos estables. Por ejemplo, los cauces con arena y grava son más móviles, y pequeños aumentos en el caudal mueven partículas y provocan la deriva de los animales bentónicos. Por lo tanto, la diversidad de hábitats depende de la disponibilidad de áreas inestables en el cauce, así como de refugios y aguas tranquilas. En ríos con alto contenido de sedimentos finos, la sedimentación entre las gravas bloquea el transporte de oxígeno y puede provocar la muerte de huevos de peces (Schälchli, 1992). Además, la obstrucción de los lechos por sedimentos finos también reduce la diversidad de invertebrados (Gibbins et al., 2007). En cualquier caso, los lechos de los ríos experimentan perturbaciones (crecidas) de manera episódica, cuya frecuencia y magnitud dependen del clima y de las características de la cuenca. La hidrología y dinámica sedimentaria interactúan para controlar la diversidad y funcionalidad del hábitat, en toda clase de medios fluviales, desde los ríos temporales a los perennes.

EFECTOS DEL CAMBIO GLOBAL SOBRE LOS PROCESOS HIDROSEDIMENTARIOS

La cantidad de sedimentos que un río transporta y su tamaño están relacionados con la energía del flujo de agua (caudal), expresada por una combinación entre el caudal y la pendiente del río. Esta relación se expresa comúnmente a través de la balanza de Lane (Lane, 1955) y muestra que un cambio en cualquiera de las variables provoca un cambio en las demás hasta que se restablezca el equilibrio. Cuando un cauce está en equilibrio (dinámico) o cuasiequilibrio, el sedimento se transporta sin erosión ni sedimentación significativas en el lecho, i. e., sin cambios notables en la topografía, la cota de fondo y la pendiente de equilibrio. Cabe señalar, sin contradecir esta definición de equilibrio, que un cauce es libre de migrar lateralmente erosionando una de sus orillas y acumulando sedimentos en la opuesta a una tasa similar. Cuando el suministro de agua o sedimentos cambia, la geometría del cauce y la granulometría del lecho se ajustan. Estos cambios pueden ser el resultado de causas diversas, desde cambios en las tasas de erosión en la cuenca hasta cambios en el clima. Los cambios en la geometría del cauce también ocurren en relación con las oscilaciones del caudal durante el año (ciclos estacionales), pero estos cambios suelen ser menores.

Cambio climático y cambio en los usos del suelo

Los efectos del cambio climático y la intervención humana en el territorio sobre los procesos continentales (ciclos del agua y de sedimentos) son notablemente intensos en ciertas regiones, y esto es particularmente cierto en el conjunto de las regiones mediterráneas (Morán-Tejeda et al., 2010). Estas regiones experimentan escasez estructural de agua por las características intrínsecas de su clima, y también por el impacto humano creciente y duradero sobre los recursos hídricos (Conacher & Sala, 1998; Sabater & Barceló, 2012). Los recursos hídricos están controlados por la gran variabilidad interanual y estacional en el régimen de lluvias, así como por el clima cambiante, por las altas temperaturas y una menor precipitación (Milly et al., 2005). En zonas de montaña, estos impactos vienen acompañados de cambios socioeconómicos como el abandono de las actividades agrícolas, en particular durante la segunda mitad del siglo xx. Por ejemplo, en el Pirineo, se ha producido un abandono generalizado de la agricultura, que, junto con una menor presión humana sobre los bosques y pastos, ha favorecido la expansión del área boscosa (Grove & Rackham, 2001). De hecho, los efectos de la expansión forestal han sido tales que se considera que es uno de los principales factores que impulsan la reducción de la escorrentía en las cuencas del península (Gallart & Llorens, 2004; Morán-Tejeda et al., 2010), así como también de la producción y transferencia de sedimentos en las grandes cuencas (Vericat & Batalla, 2006). Aunque los impactos hidrológicos del cambio del clima y de los usos del suelo parecen obvios, los estudios que evalúan tendencias de las series climáticas e hidrológicas durante el siglo xx han llegado a conclusiones divergentes. Mientras que algunos han informado de una intensificación de la escasez de agua en la región como consecuencia de las oscilaciones climáticas y el aumento de la demanda de agua (Mimikou et al., 2000), otros no han encontrado tendencias generalizadas (De Castro et al., 2005). En España, un estudio del CEDEX (2011) predice una reducción generalizada de

las precipitaciones y la disponibilidad de agua, así como un aumento de la temperatura, de la evapotranspiración y una disminución en la recarga de agua subterránea y la escorrentía superficial. Según esto, la reducción en los recursos hídricos puede alcanzar el 5,9 y 17 % para los periodos 2011-2040, 2041-2070 y 2071-2100, respectivamente. Definir la relación entre la escorrentía de la cuenca, los factores climáticos y del uso del suelo es crucial para desarrollar una gestión sostenible de las cuencas hidrográficas y definir e implementar la política del agua. Los cambios hidrológicos modifican a su vez el balance de sedimentos de la cuenca, con una reducción de la aportación sedimentaria media en los ríos debido a la disminución de la producción y transferencia de sedimentos desde la cuenca. La menor erosión resultante puede tener, no obstante, un impacto mayor en el transporte si los eventos extremos aumentan de magnitud y frecuencia (Buendía et al., 2016).

Los episodios hidroclimáticos de muy alta magnitud suponen una reforma completa de la estructura física (morfología) y un reinicio de su funcionamiento como ecosistema (Batalla et al., 2020). Cuando los caudales asociados a precipitaciones extremas alcanzan magnitudes muy importantes, provocan cambios profundos en la morfología de los cauces, inundando llanuras de inundación, reconectando brazos abandonados, provocando fenómenos de incisión generalizados y ensanchando ampliamente los cauces. Todo ello contribuye a reactivar los sistemas fluviales y añade un estadio más en el proceso de continuo metamorfismo que estos dinámicos sistemas experimentan. Los fenómenos hidroclimáticos extremos encuentran actualmente ríos constreñidos por la actividad antrópica continuada durante décadas, con los balances de sedimentos negativos y en una situación de fuerte desconexión hídrica y sedimentaria con la cuenca (cambios de usos del suelo y profundas alteraciones de la red de drenaje). Aun así, en ocasiones son suficientes solo unas horas de lluvia intensa, no necesariamente extrema, y la consiguiente rápida generación de caudales importante para aportar la energía efectiva capaz de superar muchos de los umbrales físicos que se les había ido imponiendo y cambiar completamente la morfología de los cauces y valles afectados (Batalla et al., 2020). La reacción de los sistemas fluviales altamente modificados ante un cambio en la magnitud y frecuencia de eventos hidroclimáticos extremos es todavía desconocida y solo la investigación a largo plazo de dichos procesos, sobre todo del comportamiento de la carga sólida y de los ajustes morfológicos de los cauces a través de herramientas de monitorización de alta resolución y modelos adecuadamente calibrados, permitirán determinar la magnitud del cambio y la respuesta de los ecosistemas.

Regulación fluvial y producción de energía

Los embalses atrapan una parte importante de la carga sedimentaria de los ríos, sobre todo las fracciones gruesas que se mueven en contacto con el lecho como carga de fondo. El aterramiento causa una progresiva reducción de la capacidad de embalse (figura 2) y puede generar problemas para la gestión del agua, especialmente cerca de las tomas de agua. La calidad del agua almacenada también se puede degradar (eutrofización). A su vez, la reducción del transporte de sedimentos altera el balance aguas abajo y genera cambios en la morfología y ecología fluviales. La naturaleza, extensión y propagación de estos dependen del tamaño de la presa, del grado de regulación, de las características fisiográficas y

la operatividad del embalse, y del grado de afectación de los regímenes de caudales y sedimentos. Las presas liberan generalmente “agua hambrienta” (*hungry water*) (Kondolf, 1997), agua clara carente de sedimento y sin reposición de aluviones movilizados, que puede excavar el fondo y transportar material río abajo sin reemplazo desde aguas arriba, modificando la pendiente de energía y el balance de masas en el cauce, lo que genera incisión a corto plazo y erosión lateral a medida que el lecho se va acorazando (Vericat y Batalla, 2006). Se trata de procesos en muchos casos concomitantes y con *feedback* importantes, adaptándose este modelo evolutivo general a las características físicas particulares de cada tramo de río. Los efectos sobre la ecología fluvial son también conocidos, como la pérdida de zonas de freza para los peces, igual que los efectos sobre la vegetación de ribera, como la colonización y estabilización del corredor fluvial por especies endógenas y exógenas. Además, las presas reducen generalmente la magnitud y frecuencia de las crecidas, con lo que disminuye de esta manera la capacidad de transporte de los caudales (figura 3; Batalla et al., 2004) y con ello la carga sedimentaria a zonas litorales (Inman, 1976; Williams & Wolman, 1984). La sedimentación pierde el equilibrio con la erosión costera, y formas como los deltas pueden retroceder (e. g., la erosión del delta del Nilo se cuantifica en 150 m por año, 1.000 km aguas abajo de la presa de Aswan; Brownlie & Taylor, 1981). En España, existen alrededor de 1.200 grandes presas (capacidad total ca. 60 km³) y después de China y Estados Unidos es el tercer país con mayor número de ellas. Una parte muy importante tiene una antigüedad de medio siglo o más y, por lo tanto, los problemas ambientales relacionados con los sedimentos, singularmente su pérdida de capacidad, son de gran interés. Aunque no sea su uso principal, muchas presas almacenan agua para producir electricidad, producción que se genera específicamente o durante la suelta de agua para otros usos (canales de regadío, suministro urbano). La energía hidroeléctrica es el mayor contribuyente individual a la producción de energía renovable en el mundo (76 %)¹ y proporciona el 16 % de la electricidad global². El consenso internacional para reducir las emisiones de gases de efecto invernadero garantiza un papel importante para la hidroelectricidad a medio plazo. Pero a pesar de ser clasificada como una forma verde de producción de energía, esta tecnología no está libre de impactos ambientales (Batalla et al., 2021). Las presas y las infraestructuras asociadas para la producción imponen presiones específicas en los ríos. No todas las presas tienen el mismo régimen operativo. Algunas producen lo que se denominan regímenes de “hidropuntas”, que son aumentos súbitos del caudal en respuesta a la turbinación impuesta por la demanda de electricidad. Aunque muy poco estudiados, los efectos de las hidropuntas sobre el transporte de sedimentos y la movilidad de las partículas de lecho empiezan a ser conocidos (Vericat et al., 2020) y son una fuente importante de información para la mejora de la gestión fluvial en tramos afectados por estas instalaciones (1.312 en España, 1/3 de ellas en la cuenca del Ebro, con una potencia total instalada de ca. 18.000.000 kW³).

1 <<https://www.worldenergy.org/news-views/entry/new-world-energy-council-report-hydropower-as-big-surge-set-to-double-by-2050>>.

2 <<https://www.nationalgeographic.com/environment/global-warming/hydropower/>>.

3 <<http://hispagua.cedex.es/datos/energia>>.



Figura 2. Sedimentos en el embalse de Camarasa, Noguera Pallaresa, Pirineo Central. Presa construida en 1920 (Foto: Ramon J. Batalla)

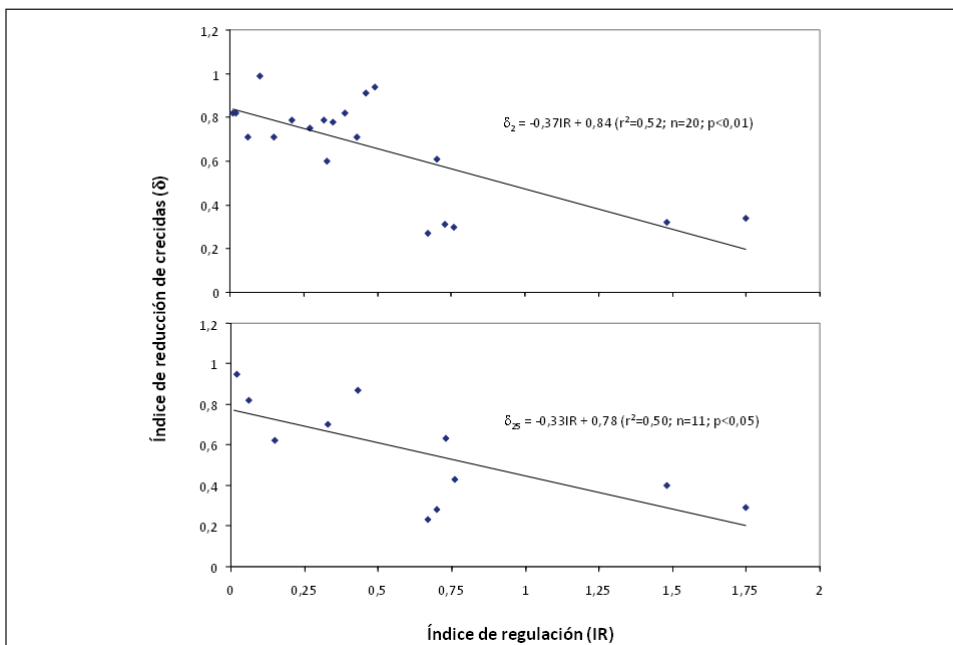


Figura 3. Reducción de crecidas en ríos de la cuenca del Ebro en relación con el grado de regulación. La reducción de crecidas (δ) se expresa como el cociente entre la magnitud de las crecidas antes y después de la construcción de la presa para un periodo de retorno de 2 años (arriba) y 25 años (abajo). Fuente: Batalla et al., 2004.

Extracción de áridos

Como se ha indicado anteriormente, la morfología del cauce y su balance sedimentario (y, por lo tanto, las condiciones del hábitat y su diversidad ecológica) se reajustan cuando se modifica la disponibilidad de agua y sedimentos. La extracción de sedimentos tiene efectos directos (y localizados) en dichas condiciones al reducir el volumen de sedimentos almacenado (y con ello su disponibilidad) y, sobre todo, alterar la morfología en un determinado tramo del río. Aunque estos son los efectos más obvios y directos, las alteraciones físicas y ecológicas son múltiples y se interrelacionan de forma compleja. Erskine (1997) informó que tanto los impactos físicos como los ecológicos tienen una firma a corto y largo plazo. Los primeros son aquellos relacionados directamente con la actividad minera directa: por ejemplo, la creación de nubes de turbidez o barreras de agua para la migración de peces (Béjar et al., 2018). Los principales efectos morfológicos son la incisión en el cauce (Marston et al., 2003; Rovira et al., 2005), con importantes consecuencias sobre la estabilidad de puentes y otras infraestructuras, la inestabilidad de los cauces (Wyzga et al., 2009) y el acorazamiento del lecho (Erskine & Green, 2000). En términos ecológicos, los impactos actúan homogeneizando las condiciones del hábitat (Wyzga et al., 2009); tanto la teoría ecológica como la evidencia empírica indican que esta homogeneización conduce a la reducción de la diversidad y a cambios en la composición de especies (e. g., macroinvertebrados, *biofilm* y peces; Brown et al., 1998). La investigación sobre los efectos de la extracción de gravas se ha concentrado en Estados Unidos (principalmente en California y Washington; e. g. Kondolf et al., 2002), en países europeos como Italia (Rinaldi & Simon, 1998) y Francia (Piégay & Peiry, 1997) y en Australia y Nueva Zelanda (Erskine, 1997). En España, los ríos han constituido desde los años sesenta la principal fuente de áridos para la construcción, lo que ha dado como resultado un agotamiento de la reserva sedimentaria aluvial de la mayoría de los ríos en las últimas décadas. Solo como ejemplo, la minería en el río Tordera, en el litoral de Cataluña, supuso una extracción de 5 millones de m³ entre 1956-1987, volumen excesivo para un río cuya carga sedimentaria media es 40.000 m³/año (Rovira et al., 2005). Este hecho no solo dejó en desequilibrio el balance de sedimentos fluvial durante siglos, y entre este y la costa (delta, playas), sino que alteró completamente el funcionamiento hidrogeológico y del ecosistema en su conjunto de una manera muy acusada. Actualmente, no se autorizan extracciones directas en el cauce con fines comerciales, excepto en casos relacionados con obras de protección contra inundaciones.

EL PARADIGMA DE LA REHABILITACIÓN FUNCIONAL

En las últimas dos décadas, la restauración de ríos se ha convertido en un campo de investigación que plantea una serie de preguntas complejas relacionadas no solo con la ciencia sino también con la sociedad. Dufour y Piégay (2009) se plantearon el alcance de preguntas como estas: ¿Por qué deberíamos restaurar los ecosistemas? ¿La restauración siempre es beneficiosa? ¿Cuándo es beneficiosa? ¿Cuáles deberían ser los estados de referencia? ¿Qué es el éxito y cuándo se puede evaluar? Los autores plantearon una discusión sobre la dicotomía entre referencia y objetivo, estado ecológico *versus* objetivo

de restauración, e integridad del ecosistema *versus* restauración impulsada para aumentar los servicios ecosistémicos; y argumentaron que, aunque el deseo de recrear las condiciones del pasado es tentador, la ciencia ha demostrado que los sistemas fluviales siguen trayectorias complejas que frecuentemente hacen imposible volver a un estado anterior. Por lo tanto, los objetivos de restauración se han ido alejando paulatinamente de la definición explícita de un estado de referencia debido a la dificultad de alcanzar dicho estado. La estrategia basada en referencias debe ser reemplazada progresivamente por una estrategia basada en objetivos que refleje las limitaciones prácticas del desarrollo de ecosistemas sostenibles y la importancia de tener en cuenta sus servicios. Después de décadas durante las cuales los procesos naturales fueron el foco de la restauración, se empezó a comprobar que dichos procesos no eran igualmente valiosos en todas partes y que a menudo eran inalcanzables, como mínimo de manera genérica, y que la complejidad regional y local debe entenderse mejor para ajustar las acciones de restauración (Dufour & Piégay, 2009). Sobre esta base se han desarrollado líneas de trabajo que han ido consolidando la idea de la rehabilitación (funcional), hasta convertirla en paradigma, en contraposición al concepto genérico de restauración fluvial. En este sentido, Yarnell et al. (2015) señalaron la importancia de los regímenes de caudales ambientales sobre la ecología, así como el reconocimiento de que los procesos hidrogeomórficos son inherentes al funcionamiento ecológico de los ríos. Estos autores proponen un enfoque de caudales funcionales para la gestión de ríos impactados. El enfoque se centra en retener componentes específicos del hidrograma basados en procesos, o flujos de agua funcionales, en lugar de intentar imitar el proceso natural completo del régimen de caudales. Los componentes funcionales incluyen los caudales de iniciación de la estación húmeda, los de magnitud máxima, los de recesión, los caudales bajos de la estación seca y la variabilidad interanual. Para maximizar la funcionalidad de estos flujos, se debe mejorar la conectividad entre zonas del río morfológicamente diversas, tanto en el espacio como en el tiempo, y debe tenerse en cuenta el régimen de transporte de sedimentos, incluso si es necesaria su generación artificial. Batalla y Vericat (2009) desarrollaron e implementaron esta misma idea en el diseño de crecidas de mantenimiento en el tramo bajo del Ebro, basados en trabajos previos de Kondolf y Wilcock (1996), con el objetivo de revitalizar el transporte de sedimentos en un río altamente acorazado y con ello mejorar el funcionamiento general del ecosistema a través de la remoción de macrófitos que actúan como un factor de máxima estabilidad en el cauce.

CONSIDERACIONES FINALES E INTERROGANTES

La principal conclusión que se puede extraer del estado de la cuestión es que la magnitud del cambio y del número de estresores que actúan simultáneamente sobre los sistemas fluviales probablemente no tiene un punto de referencia en el pasado, y que por ello es necesario doblar los esfuerzos de investigación, planteando, si cabe, aún más proyectos interdisciplinarios para el estudio de estos sistemas altamente complejos. El marco legislativo actual (e. g., Directiva Marco del Agua 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, del 23 de octubre de 2000) permite avanzar en esta dirección y, en este sentido, la posición de la geomorfología fluvial puede jugar un papel importante, que permita aglutinar avances en la toma de datos y el tratamiento de estos, en el desarrollo y la implementación

de metodologías de vigilancia y registro de procesos biofísicos y sus alteraciones, y en el desarrollo y validación de modelos para mejorar las previsiones a medio y largo plazo. En este contexto podrían plantearse diversas cuestiones para intentar catalizar el conocimiento adquirido durante décadas, avanzar en objetivos de rehabilitación funcional y dirigir posibles objetivos de trabajo en el futuro:

- ¿Cuáles son los componentes hidromorfológicos (e. g., régimen de caudales líquidos y sólidos, (in)estabilidad morfológica del cauce, magnitud y frecuencia de las perturbaciones naturales e inducidas), cuyo estudio debe ser clave para la consecución del mejor estado ecológico y de conservación en los ecosistemas fluviales?
- ¿Qué beneficios para el funcionamiento de los ecosistemas fluviales aportaría a medio y largo su progresiva reconexión lateral y longitudinal, así como la restauración de la continuidad sedimentaria, en tramos fluviales altamente modificados?
- ¿Cuáles son los umbrales de cambio irreversibles para caudales y sedimentos en medios fluviales menos alterados?

Para responder a estas cuestiones, la investigación fluvial deberá avanzar en diversos frentes intentando aglutinar el conocimiento de ciencias complementarias o auxiliares, que permita profundizar en 1) el análisis del transporte de sedimento y procesos fluviales asociados (i. e., morfodinámica, hidráulica de los flujos, estructura del cauce) en cursos de régimen permanente, estacional y efímero, a través de técnicas avanzadas de medición y modelización; 2) el estudio mediante trabajo de campo, análisis y modelización de procesos hidrosedimentarios en ríos regulados, especialmente en aquellos que drenan grandes cuencas, y en los que el estado de sus ecosistemas constituye un tema de especial interés para la gestión ambiental, por ejemplo, para el diseño de crecidas de mantenimiento; y finalmente, 3) el conocimiento de las interacciones entre la hidráulica del flujo (e. g., energía y velocidad de la corriente), el transporte de sedimento y la estructura del cauce (balance de masas y hábitat físico), y las comunidades bentónicas de macroinvertebrados y peces (estado ecológico), hecho que permitiría entender mejor las relaciones biofísicas (ecogeomorfológicas) de los sistemas fluviales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se beneficia de los resultados de investigación obtenidos en el marco de los proyectos CGL2006-11679-C02-01/HID y CGL2009-09770 (subprograma BTE) financiados por el Ministerio de Educación y Ciencia. El Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial-RIUS agradece el apoyo de la Generalitat de Catalunya a través del grupo de investigación (2017 SGR 0459) y el programa CERCA. El autor reconoce y agradece a Damià Vericat y Álvaro Tena y al conjunto del grupo de investigación RIUS su tarea como investigadores, cuyos resultados, entre otros, han permitido elaborar este artículo de revisión y reflexión. Álvaro Tena elaboró la figura 1 de este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- Batalla, R. J., Gomez, C. M., & Kondolf, G. M. (2004). Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (Northeastern Spain). *Journal of Hydrology*, 290(1-2), 117-136.
- Batalla, R. J. & Vericat D. (2009). Hydrological and sediment transport dynamics of flushing flows: implications for river management in large Mediterranean rivers. *River Research and Applications*, 25(3), 297-314.
- Batalla, R. J., Vericat, D., Farguell, J., Úbeda, X., & Garcia, C. (2020). Processos hidrològics i geomorfològics als rius: context i exemples per a interpretar la seva resposta a episodis d'alta magnitud com el Glòria. *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*, 89, 55-87.
- Batalla, R. J., Gibbins, C. N., Alcázar, J., Brasington, J., Buendia, C., Garcia, C., Llena, M., López, R., Palau, A., Rennie, C., Wheaton, J. M., & Vericat, D. (2021). Hydropeaked rivers need attention. *Environmental Research Letters*, 16, 021001. doi.org/10.1088/1748-9326/abce26
- Béjar, M., Vericart, D., Nogales, I., Gallart, F., & Batalla, R. J. (2018). Efectos de las extracciones de áridos sobre el transporte de sedimentos en suspensión en ríos de montaña (alto río Cinca, Pirineo central). *Cuadernos Investigación Geográfica*, 44(2), 641-658.
- Brasington, J., Vericat, D., & Rychkov, I. (2012). Modelling river bed morphology, roughness and surface sedimentology using high resolution terrestrial laser scanning. *Water Resources Research*, 48, W11519, doi:10.1029/2012WR012223
- Brown, A. V., Lyttle, M. M., & Brown, K. B. (1998). Impacts of gravel mining on gravel bed streams. *Transactions of the American Fisheries Society*, 127, 979-994. [http://doi.org/10.1577/1548-8659\(1998\)127<0979:IOGMOG>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1577/1548-8659(1998)127<0979:IOGMOG>2.0.CO;2)
- Brownlie, W. R. & Taylor, B. D. (1981). *Sediment management for southern California mountains, coastal plains, and shoreline. Part C. Coastal sediment delivery by major rivers in southern California*. Report 17-C, Environmental Quality Lab., California Institute of Technology, Pasadena.
- Buendía, C., Bussi, G., Tuset, J., Vericat, D., Sabater, S., Palau, A., & Batalla, R. J. (2016). Effects of afforestation on runoff and sediment load in an upland Mediterranean catchment. *Science of the Total Environment*, 540, 144-157.
- Calvo, A., Gisbert, B., Palau, E., & Romero, M. (1988). Un simulador de lluvia portátil de fácil construcción. En Sala, M. & Gallart, F. (eds.). *Métodos y técnicas para la medición de procesos geomorfológicos* (pp. 6-15). Zaragoza: Sociedad Esp. Geomorfología, Monografía 1.
- Carson, M. A. & Kirkby, M. J. (1972). *Hillslope form and process*. Londres: Cambridge Univ. Press.
- CEDEX (Centro de Estudios y Experimentación de obras públicas) (2011). *Evaluación del impacto del cambio climático en los recursos hídricos en régimen natural*. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino.
- Church, M. (2006). Bed material transport and the morphology of alluvial riverchannels. *Annual Review Earth Planetary Sciences*, 34, 325-354.
- Conacher, A. J. & Sala, M. (1998). *Land degradation in mediterranean environments of the world: nature and extent, causes and solutions*. Chichester: Wiley.

- Cotton, J. A., Wharton, G., Bass, J. A. B., Heppell, C. M., & Wotton, R. S. (2006). The effects of seasonal changes to in-stream vegetation cover on patterns of flow and accumulation of sediment. *Geomorphology*, 77, 320-334.
- Cowell, C. M. & Dyer, J. M. (2002). Vegetation development in a modified riparian environment: Human imprint on an allegheny river wilderness. *Annals of the Association of American Geographers*, 92(2), 189-202.
- De Castro, M., Martín-Vide, J., & Alonso, S. (2005). El clima de España: pasado, presente y escenarios de clima para el siglo XXI. En Moreno-Rodríguez, J. M. (ed.). *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático* (pp. 1-65). Madrid: Ministerio de Medio Ambiente.
- Dufour, S. & Piégay, H. (2009). From the myth of a lost paradise to targeted river restoration: forget natural references and focus on human benefits. *River Research and Applications*, 25, 568-581.
- Erskine, W. D. (1997). The real environmental costs of sand and soil mining on the Nepean River NSW. En Riley, S. J., Erskine, W. D., & Shreshta, S. (eds.). *Science and technology in the environmental management of the hawkesbury-nepean catchment* (pp. 29-35). Geographical Society of New South Wales Conference Papers 14.
- Erskine, W. D. & Green, D. (2000). Geomorphic effects of extractive industries and their implications for river management: the case of the Hawkesbury-Nepean River, New South Wales. En Brizga, S. & Finlayson, B. (eds.). *River Management: The Australasian Experience* (pp. 123-149). Chichester: John Wiley and Sons.
- 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*, 29, 769-773.
- Gibbins, C., Vericat, D., & Batalla, R. J. (2007). When is stream invertebrate drift catastrophic? The role of hydraulics and sediment transport in initiating drift during flood events. *Journal of Freshwater Biology*, 52(12), 2369-2384.
- Grove, A. T. & Rackham, O. (2001). *The nature of Mediterranean Europe: an ecological history*. New Haven, CT / Londres: Yale University Press.
- Inman, D. L. (1976). *Man's impact on the California coastal zone*. Summary Report to California Department of Navigation and Ocean Development. Sacramento.
- 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 de septiembre de 2013, Estocolmo (Suecia).
- Kondolf, G. M. (1997). Hungry water: Effects of dams and gravel mining on river channels. *Environmental Management*, 21(4), 533-551.
- Kondolf, G. M. & Wilcock P. R. (1996). The flushing flow problem: defining and evaluating objectives. *Water Resources Research*, 32(8), 2589-2599.
- Lane, E. W. (1955). The importance of fluvial geomorphology 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*. San Francisco: W. H. Freeman and Co.

- Ligon, F. K., Dietrich, W. E., & Trush, W. J. (1995). Downstream ecological effects of dams, a geomorphic perspective. *Bioscience*, 45(3), 183-192.
- Marston, R. A., Bravard, J. P., & Green, T. (2003). Impacts of reforestation and gravel mining on the Malnant River, Haute-Savoie, French Alps. *Geomorphology*, 55(1-4), 65-74.
- Milly, P. C. D., Dunne, K. A., & Vecchia, A. V. (2005). Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, 438, 347-350.
- Mimikou, M., Blatas, E., Varanaou, E., & Pantazis K. (2000). Regional impacts of climate change on water resources quantity and quality indicators. *Journal of Hydrology*, 234, 95-109.
- Morán-Tejeda, 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). *Global and Planetary Change*, 72, 39-49.
- Piégay, H. & Peiry, J. L. (1997). Long profile evolution of a mountain stream in relation to gravel load management: example of the middle Giffre River (French Alps). *Environmental Management*, 21(6), 909-919.
- Poff, N. L. (1997). Landscape filters and species traits: towards mechanistic understanding and prediction in stream ecology. *Journal of the North American Benthological Society*, 16, 391-409.
- Richards, K. (1982). *Rivers. Form and process in alluvial channels*. Londres: Methuen.
- Rinaldi, M. & Simon, A. (1998). Bed-level adjustments in the Arno River, Central Italy. *Geomorphology*, 22, 57-71.
- Rovira, A., Batalla, R. J., & Sala, M. (2005). Response of a river sediment budget after historical gravel mining (the lower Tordera, NE Spain). *River Research and Applications*, 21(7), 829-847.
- Sabater, S. & Barceló, D. (2012). *Water scarcity in the Mediterranean: perspectives under global change*. The Handbook of Environmental Chemistry.
- Sala, M. & Batalla, R. J. (1996). *Teoría y métodos en geografía física*. Madrid: Síntesis.
- Sala, M. & Gallart, F. (1988). *Métodos y técnicas para la medición en el campo de procesos geomorfológicos*. Sociedad Española de Geomorfología, Monografía 1.
- Schälchli, U. (1992). The clogging of coarse gravel river beds by fine sediment. *Hydrobiologia*, 235, 189-197.
- Scheidegger, A. E. (1961). Mathematical models of slope development. *Bulletin of the Geological Society of America*, 72, 37-49.
- Slaymaker, O. (1980). Geomorphic field experiments. Inventory and prospect. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement*, 35, 183-194.
- Vericat, D. & Batalla, R. J. (2006). Sediment transport in a large impounded river: The lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 79, 72-92.
- Vericat, D., Batalla, R. J., & Gibbins, C. N. (2008). Sediment entrainment and exhaustion from patches of fine material in a gravel-bed river. *Water Resources Research*, 44, W11415, doi:10.1029/2008WR007028.
- Williams, G. P. & Wolman, M. G. (1984). *Downstream effects of dams on alluvial rivers*. US Geological Survey Professional Paper 1986.

Yarnell, S. M., Petts, G. E., Schmidt, J. C., Whipple, A. A., Beller, E. E., Dahm, C. N., Goodwin, P., & Viers, J. H. (2015). Functional flows in modified riverscapes: hydrographs, habitats and opportunities. *BioScience*, 65(10), 963-972.

Cómo citar este artículo:

Batalla, R. J. (2021). Reflexión sobre dinámica morfosedimentaria. Implicaciones para la gestión fluvial en un contexto de cambio global. *Cuadernos de Geografía*, 107, 175-190.

<https://doi.org/10.7203/CGUV.107.213372>



Este obra está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-SinObraDerivada 4.0 Internacional.

GERARDO BENITO^a

CARLES BENEYTO^b

JOSE ÁNGEL ARANDA^c

MARIA MACHADO^d

FÉLIX FRANCÉS^e

YOLANDA SÁNCHEZ-MOYA^f

INUNDACIONES Y CAMBIO CLIMÁTICO: CERTEZAS E INCERTIDUMBRES EN EL CAMINO A LA ADAPTACIÓN

RESUMEN

En la actualidad, existe una gran incertidumbre sobre los efectos del cambio climático en la peligrosidad de las inundaciones. Los caudales extremos dependen de las características de las cuencas y representan una respuesta local que, a menudo, no puede interpretarse a partir de los modelos de clima. En la práctica, esta incertidumbre dificulta la adaptación a los riesgos futuros según el mandato de la Directiva Europea de Inundaciones (2007/60/EC). En un caso de estudio (rambla de la Viuda, Castelló) se ha aplicado un análisis de caudales máximos (recurrencia de 100 años) sobre la base de proyecciones de

a Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales - CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. benito@mncn.csic.es. <https://orcid.org/0000-0003-0724-1790>.

b Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente (IIAMA), Universitat Politècnica de València. Camino de Vera, s/n. 46022 Valencia. carbeib@alumni.upv.es. <https://orcid.org/0000-0003-3358-0710>.

c Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente (IIAMA), Universitat Politècnica de València. Camino de Vera, s/n. 46022 Valencia. jaranda@upv.es. <https://orcid.org/0000-0001-6457-1150>.

d Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales - CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. mjmachado09@gmail.com. <https://orcid.org/0000-0001-8780-4164>.

e Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente (IIAMA), Universitat Politècnica de València. Camino de Vera, s/n. 46022 Valencia. ffrances@upv.es. <https://orcid.org/0000-0003-1173-4969>.

f Facultad CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid - Instituto de Geociencias (CSIC-Universidad Complutense de Madrid). 28040 Madrid, España. yol@ucm.es. <https://orcid.org/0000-0002-1966-3838>.

Fecha de recepción: 02-08-2021. Fecha de aceptación: 09-12-2021.

precipitación extrema (escenario RCP 8.5) realizadas con modelos de clima regionales (Eurocordex), y convertida en caudal instantáneo mediante un modelo hidrológico distribuido (TETIS). El análisis muestra una elevada variabilidad de los resultados, por lo que resulta difícil determinar la bondad de los modelos de clima. Por otro lado, se han analizado series largas de inundaciones obtenidas a partir de registros históricos y sedimentarios (paleoinundaciones), que permiten obtener los caudales máximos registrados secularmente. Esta información incorpora eventos de inundación que han ocurrido en periodos pasados de calentamiento relativo o de incremento de la actividad de las inundaciones, considerando que los eventos extremos que han acontecido alguna vez pueden repetirse en el futuro. Estos caudales del pasado se han analizado conjuntamente con registros instrumentales y ha mejorado sustancialmente el cálculo de los cuantiles de inundación requerido en los mapas de peligrosidad de la Directiva de Inundaciones. Los caudales de extremos de paleoocrecidas permiten validar los datos de los modelos de clima e hidrológicos para los cuantiles altos. Esta aproximación constituye una práctica beneficiosa (*win-win actions*), de relativo bajo coste, y que permite avanzar en la adaptación al cambio climático. Igualmente, esta información del pasado proporciona una evidencia clara de sucesos de inundación que posibilitan la recuperación de la cultura del riesgo.

PALABRAS CLAVE: cambio climático; inundaciones; paleoinundaciones; peligrosidad de inundaciones, adaptación al cambio climático; prácticas beneficiosas de adaptación.

FLOODS AND CLIMATE CHANGE: CERTAINTIES AND UNCERTAINTIES ON THE ROAD TO ADAPTATION

ABSTRACT

There are major challenges in dealing with the effects of climate change on flood hazard worldwide. Discharge resulting from extreme rainfalls depend on catchment characteristics and commonly represent a local response that cannot be interpreted entirely from climate models. In practice, this uncertainty makes it difficult to adapt to future risks as mandated by the European Flood Directive (2007/60/EC). In a case study (rambla de la Viuda, Castelló) an analysis of peak discharges (100-year recurrence) has been applied based on extreme precipitation projections (RCP 8.5 scenario) made with regional climate models (Eurocordex), and converted into instantaneous discharge using a distributed hydrological model (TETIS). The analysis shows a high variability in the results, making difficult to determine the goodness of the climate models. On the other hand, long series of floods obtained from historical and sedimentary records (paleofloods) have been analysed, obtaining centennial long records of flood discharges. This information incorporates flood events that have occurred in past periods of relative warming or increased flood activity, considering that extreme events that have occurred in the past may be repeated in the future. These past discharges have been analysed in conjunction with instrumental records, substantially improving the calculation of the flood quantiles required in the Flood Directive hazard maps. Paleoflood extreme data allow validation of climate and hydrological model data for high quantiles. This approach is a win-win action, relatively low-cost,

and allows progressing on the adaptation to climate change. Likewise, this information from the past provides “real” evidence of flood events as a direct guide of flood possibilities, such that local people are motivated to deal with their local flood problems increasing the risk culture.

KEYWORDS: climate change; floods; palaeofloods; flood hazards, climate change adaptation; win-win actions to adaptation.

INTRODUCCIÓN

De acuerdo con el último informe del IPCC (Jiménez Cisneros et al., 2014), existe un amplio consenso científico de que el cambio climático producirá variaciones en los patrones de inundación, por lo que es importante avanzar en el estudio de las potenciales consecuencias y riesgos que se puedan derivar (Döll et al., 2015). En la actualidad, existe una gran incertidumbre sobre su efecto en los caudales máximos, ya que estos representan una respuesta local al cambio climático y, frecuentemente, no pueden interpretarse a partir de proyecciones regionales en la precipitación. Por ejemplo, las lluvias intensas de 180-140 mm en 72 horas (Deutscher Wetterdienst, DWD www.dwd.de) registradas en Alemania, Bélgica y Holanda entre el 14 y el 15 de julio de 2021, con más de 190 muertos y más de 1.300 desaparecidos (en el momento en el que escribimos), se produjeron por bajas presiones de mesoescala con trayectoria lenta que individualmente no causan severos desbordamientos, pero en esta ocasión ocurrieron tras la acumulación de varias situaciones de lluvias intensas en junio y julio. En la práctica, la complejidad de las situaciones extremas individuales o combinadas dificulta la planificación y la adaptación a los riesgos futuros debido a la imposibilidad de tomar medidas concretas requeridas en la implementación de la Directiva Europea de Inundaciones (2007/60/EC; EC, 2000). Por otro lado, la primera Ley Europea del Clima (2021/1119/EC; EC, 2021a) “requiere desarrollar e implementar estrategias de adaptación para fortalecer la resiliencia y reducir la vulnerabilidad a los efectos del cambio climático”. Esta brecha existente entre los requerimientos sociopolíticos y el conocimiento científico-técnico condiciona la toma de soluciones por parte de los países europeos, que, en la práctica, ha supuesto una tímida integración de los efectos del cambio climático en el sistema nacional de zonas inundables (EC, 2021b).

En los estudios de los impactos del cambio climático resulta habitual explorar soluciones que resulten beneficiosas (*win-win actions*) y que permitan avanzar en la adaptación al cambio climático. En el caso de las inundaciones, se trata de mejorar nuestro conocimiento sobre los eventos extremos bajo condiciones climáticas adversas y aplicar un enfoque de gestión adaptativa, que permite adoptar soluciones a las condiciones cambiantes (i. e., nueva información) sobre la base de un proceso iterativo continuo de revisión. El punto de partida de esta estrategia consiste en abordar la problemática a escala local mejorando la información y el análisis de los eventos extremos bajo el clima pasado, presente y futuro.

En este sentido, diversos autores (Beneyto et al., 2020; St. George et al., 2020) han propuesto el análisis de series largas de inundaciones obtenidas a partir de registros históricos y de paleoinundaciones para obtener los caudales máximos registrados secularmente. Esta información incorpora eventos

de inundación que han ocurrido en periodos pasados de calentamiento relativo o de incremento de la actividad de las inundaciones. En este enfoque se parte de la premisa de que eventos extremos que han acontecido alguna vez pueden repetirse en el futuro. Estos caudales del pasado se pueden analizar conjuntamente con registros instrumentales, lo que mejora sustancialmente la cuantificación de los cuantiles de inundación requeridos en los mapas de peligrosidad de la Directiva de Inundaciones. Esta aproximación constituye una práctica beneficiosa, de relativo bajo coste y que permite avanzar en la adaptación al cambio climático. Igualmente, esta información del pasado proporciona una evidencia “real” de sucesos de inundación que posibilitan la recuperación de la cultura del riesgo.

En este trabajo se describe un caso de estudio correspondiente a la rambla de la Viuda (provincia de Castelló) donde se ha aplicado un análisis de caudales máximos sobre la base de proyecciones de precipitación extrema (recurrencia media de cien años) realizadas con modelos climáticos regionales (Eurocordex), y que se han incorporado en un modelo hidrometeorológico (TETIS). Los cuantiles de caudales obtenidos con proyecciones de clima futuro se comparan con los resultantes de incorporar eventos extremos de caudal estimados con estudios de paleocrecidas. Los objetivos de este análisis son (1) determinar los caudales extremos de inundaciones sobre la base de proyecciones climáticas y su incertidumbre asociada, (2) determinar los caudales máximos de los registros seculares de paleocrecidas e inundaciones históricas, (3) comparar y determinar la robustez de los resultados en ambos procedimientos y (4) plantear alternativas y análisis conjuntos que permitan mejorar la estimación de caudales máximos bajo condiciones de cambio climático.

METODOLOGÍA

La metodología propuesta (figura 1) incluye tres principales tipos de análisis y/o datos: (1) modelo climático, (2) modelo hidrológico distribuido y (3) modelo paleohidrológico y de cambios ambientales.

La proyección de la tendencia futura de la precipitación máxima y la temperatura se obtiene de la modelización dinámica de EURO-CORDEX (Casanueva et al., 2016), que presenta una resolución estándar de $0,11^\circ$ (~ 12 km). Se han seleccionado cinco modelos (tabla 1) que recogen la variabilidad de cuatro modelos de circulación global (GCM) y tres modelos regionales de clima (RCM). Los periodos climáticos considerados son 1971-2000 para el clima actual observado (base de datos Spain02v04) y para el histórico simulado con los modelos de clima (histórico simulado), y 2041-2070 (futuro simulado) para el periodo de futuro con el escenario de emisiones RCP8.5. Los datos Spain02 corresponden a datos diarios observados (precipitación, temperatura media, máxima y mínima) en las estaciones AEMET e interpolados en la rejilla definida por la iniciativa Eurocordex (Herrera et al., 2016).

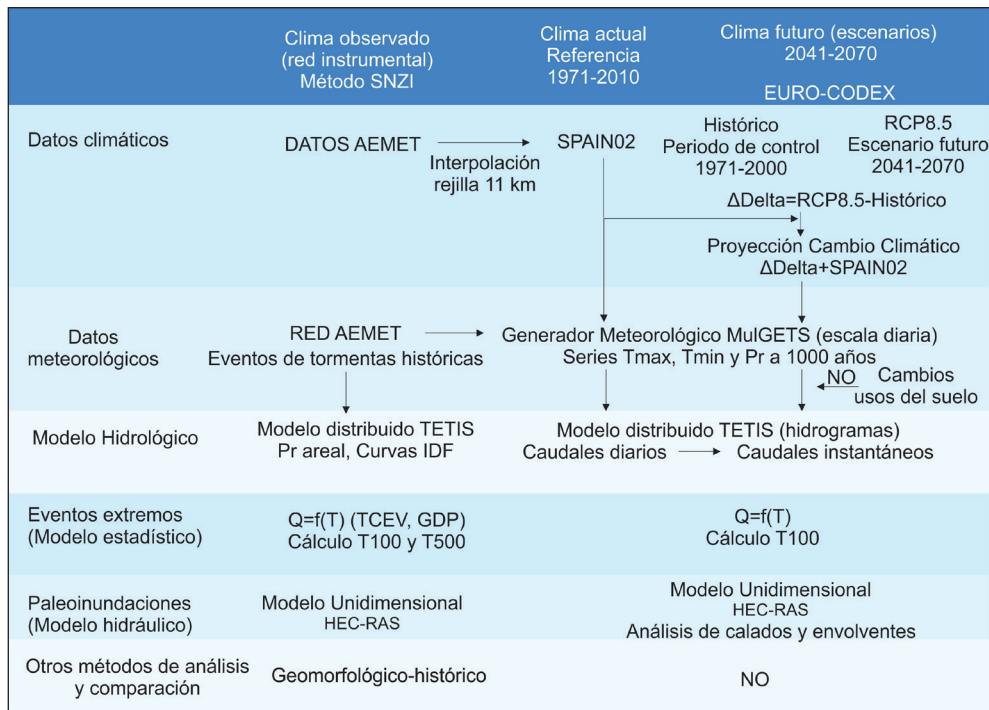


Figura 1. Esquema del proceso metodológico.

Tabla 1. Proyecciones EURO-CORDEX implementadas (Modelos 1, 7, 8, 9 y 11).
Estas proyecciones resultan de la combinación de cuatro modelos globales y tres modelos regionales de clima.

ID	Modelos de Circulación Global (Earth System Models; ESM)	RCM
1	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	CCLM4-8-17
7	IPSL-IPSL-CM5A-MR	RCA4
8	MOHC-HadGEM2-ES	CCLM4-8-17
9	MOHC-HadGEM2-ES	RACMO22E
11	MPI-M-MPI-ESM-LR	CCLM4-8-17

En las salidas de los RCM se han corregido los sesgos mediante el “método delta” (Zahn & von Storch, 2010). La obtención de la señal de cambio climático (“delta”) se obtuvo por comparación del modelo climático en periodo de control (1971-2000) con la serie de observaciones de Spain02 (climatología de referencia) en el mismo periodo y se trasladó a la proyección del modelo climático (2041-2070). La proyección ya corregida, pero de escasa longitud (treinta años), se introdujo en el generador meteorológico (MulGETS) para simular mil años de precipitaciones y así obtener los cuantiles

de alto periodo de retorno de una forma más verosímil. Por lo tanto, el generador no se utilizó para incorporar la señal del cambio climático vía parametrización, por ejemplo, sino que únicamente se utilizó para obtener series largas y así poder estimar los cuantiles de alto periodo de retorno.

La generación de precipitación en MulGETS incluye cinco pasos: (1) determinación de los parámetros del generador meteorológico: p_{00} , p_{10} y función de distribución de precipitaciones a escala mensual; (2) cálculo de matrices de correlación de ocurrencia de precipitación y cantidades; (3) generar la ocurrencia de precipitación espacialmente correlacionada; (4) establecer un vínculo entre el índice de ocurrencia y las cantidades de precipitación promedio para cada estación y construir la distribución multiexponencial o multigamma para cada estación, y (5) generar cantidades de precipitación basadas en el índice de ocurrencia de la ocurrencia generada. Además, como se concluye en Chen et al. (2014) y Mehan et al. (2017), MulGETS reproduce satisfactoriamente la correlación observada tanto para la ocurrencia de precipitación como para las cantidades de lluvia. Además, se ha observado en algunos estudios con una red densa de pluviómetros que el modelo satisface la correlación de la lluvia generada en los distintos puntos, así como las cantidades en cada uno de ellos.

Los datos climáticos se incorporan en el modelo hidrológico distribuido TETIS (Francés et al., 2007) calibrado y validado con datos observados. El modelo ecohidrológico TETIS es un modelo conceptual (estructura de tanques) con parámetros físicamente basados que incorpora una estructura efectiva de parámetros (Francés et al., 2007) con únicamente nueve parámetros que calibrar en el submodelo hidrológico. La calibración de estos parámetros se realizó en dos fases: una primera mediante un análisis de sensibilidad de estos a partir de unos valores establecidos mediante el criterio experto y una segunda fase a través del potente algoritmo automático de calibración que incorpora el modelo TETIS. Los resultados de la función objetivo (Nash-Sutcliffe) son de 0,93 para los caudales en calibración en Maria Cristina (periodo 2003-2004), de 0,928 de validación temporal en Maria Cristina (2000-2001) y de 0,428 en la validación espacial en Vall d'Alba (2003-2004).

La implementación del modelo TETIS se realizó a escala diaria basándose en los trabajos anteriores realizados por Montalvo y Francés (2017) usando datos de lluvias de Spain02 v5. El modelo hidrológico diario permite la asignación de probabilidad a la magnitud de los hidrogramas en los puntos de entrada del embalse (PE). Los caudales diarios se han transformado en instantáneos aplicando una ecuación empírica de corrección (ver figura 7 de Beneyto et al., 2020). En el análisis de frecuencias de inundaciones para clima observado con lluvias de Spain02 v5 se utilizó el programa AFINS 2.0 basado en algoritmos de máxima verosimilitud (Botero & Francés, 2006). Las funciones con mejor ajuste fueron la distribución de valores extremos de dos componentes (TCEV) y Pareto generalizada (GDP), fundamentalmente debido a la existencia de dos poblaciones de eventos extremos (Francés, 1998).

El estudio de paleocrecidas se ha basado en la estratigrafía de los depósitos de remanso, su datación mediante radiocarbono y luminiscencia y la determinación del calado mínimo de las crecidas. Los registros corresponden al estudio realizado por Machado et al. (2017) en la rambla de la Viuda y Benito et al. (2020) en el río Montlleó. La estimación de caudal asociado a los niveles de crecida se ha obtenido mediante el modelo hidráulico HEC-RAS, habiéndose realizado un levantamiento topográfico con GPS RTK (Trimble 4700). En el análisis de la frecuencia se combinaron los datos instrumentales y

datos de paleocrecidas utilizando el programa AFINS 2.0. Los datos presentaron su mejor ajuste a una distribución de valores extremos de dos componentes (TCEV).

ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio comprende la rambla de la Viuda (RDV), un río efímero mediterráneo que confluye con el río Millars en Vila-real (provincia de Castelló). Su cuenca presenta una superficie de $\sim 1.500 \text{ km}^2$ y se forma de la confluencia del río Montlleó y la rambla Carbonera y en su tramo más bajo recibe el caudal del río Lluçena-Alcora (figura 2). La geología de la cuenca en su sector norte se enmarca en el Sistema Ibérico, con relieves de caliza y margas del Cretácico y Jurásico de dirección NE-SW, en su parte central está compuesto por gravas y arenas que rellenan las depresiones de tipo *graben* generadas durante una fase distensiva del Neógeno y Cuaternario (Simón et al., 2013), y en la plana costera comprende depósitos de gravas cuaternarias con morfología de abanicos aluviales procedentes de los relieves existentes cerca de la costa de Castelló (Segura-Beltran & Pardo-Pascual, 2019).

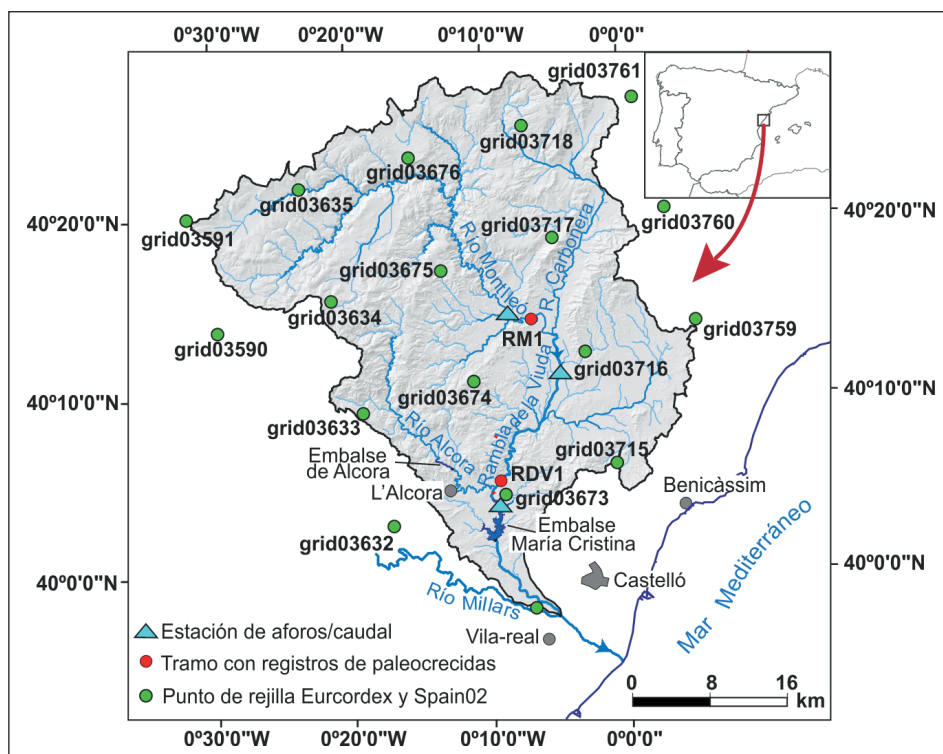


Figura 2. Localización de la rambla de la Viuda y posicionamiento sobre la cuenca de drenaje la rejilla del Spain02 con separación de $0,11^\circ$.

En los relieves altos (1.250-1.720 m) se presenta un clima mesomediterráneo con vegetación de pino y encinas y en el resto de la cuenca es de tipo termomediterráneo con vegetación arbustiva mediterránea. La precipitación varía de norte a sur desde valores de ~750 mm/a en el sector del Sistema Ibérico a valores de ~400 mm/a en el sector bajo de la cuenca (Mateu, 1974). La mayor parte de las lluvias ocurre en otoño (septiembre a noviembre), con un segundo máximo al final del invierno y primavera (marzo a mayo).

La figura 2 muestra los tramos con registro de paleocrecidas en la rambla de la Viuda (RVD1; Machado et al., 2017) y en el río Montlleó (RM1; Benito et al., 2020), así como la localización de las estaciones de aforo y los embalses existentes en la cuenca.

RESULTADOS

Registros de inundaciones en clima actual (datos observados en aforos)

La información de caudal procede de dos estaciones de aforo de la red SAIH, Vall d'Alba (en operación desde 2007) y Montlleó (desde 1971) y dos estaciones de registro en los embalses de Maria Cristina y Alcora (desde 1959), donde el caudal se estima a partir del balance de flujo de entrada y salida (figura 2). El régimen de caudal se encuentra fuertemente condicionado por el patrón de lluvias, la elevada permeabilidad del sustrato debido al dominio de calizas carstificadas y la elevada pérdida de transmisión del flujo hacia el acuífero aluvial en las depresiones (Beneyto et al., 2020). El flujo superficial ocurre con una media de 31 días/año, en relación con eventos que típicamente duran 2-3 días, y su generación requiere de episodios de lluvia acumulada superior a 70 mm (Camarasa & Segura, 2001). Las lluvias más intensas (i. e., hasta 300 mm en 24 horas) se producen principalmente en otoño y están asociadas a células convectivas de mesoescala (Llasat & Puigcerver, 1990). Estas lluvias pueden producir inundaciones con picos de 1.500 m³/s en el tramo inferior de la cuenca y contribuyen a un régimen hidrológico irregular, donde las crecidas generan hasta el 80 % del volumen de caudal anual (Segura & Camarasa, 1996). La presa de Maria Cristina, localizada en la parte baja de la cuenca, se construyó en 1925 y tiene una capacidad de 20 millones de m³ y un aliviadero con desagüe diseñado de hasta 600 m³/s. Desde su construcción (iniciada en 1910), se han producido vertidos por coronación debido a inundaciones extremas en los años 1920, 1922, 1962, 1969 y 2000. De las inundaciones de 1920 y 1922 las referencias corresponden a la prensa de la época y a los informes técnicos relacionados con los trabajos de construcción (Sociedad General de Riegos, 1925). La inundación del 15 de octubre de 1962, la mayor del registro de aforos, produjo un vertido por coronación en la presa de 0,7 m de calado y alcanzó un caudal pico de 1.500 m³/s según el gestor de la presa (Mateu, 2010). La inundación de 1969 registró un caudal medio diario de 238 m³/s, con un caudal pico de 585 m³/s calculado con parámetros regionales de la ecuación de Fuller (Machado et al., 2017). Para el evento del 24-26 de octubre del 2000 se ha reconstruido un hidrograma con pico estimado de 1.268 m³/s (Gabaldó et al., 2002), aunque las marcas de altura de nivel existentes en un pilar de la presa muestran una altura intermedia entre la inundación de 1962 y 1969 (probablemente ~945 m³/s; Machado et al., 2017). En el río Montlleó la

mayor inundación del periodo de aforos (1971-2021) se produjo en el año 2000, con un caudal medio diario de 129 m³/s, que transformado en caudal pico resulta en 600 m³/s (Beneyto et al., 2020).

En relación con la tendencia temporal en la hidrología, el análisis detallado del volumen de flujo de entrada en el embalse de Maria Cristina en los últimos 65 años muestra una reducción en el número medio de días anuales con flujo medio desde >100 días (1959-1978) a 25 días (1991-2021; Calle, 2018). Este cambio en el número de días con flujo, no relacionado con las inundaciones, sugiere una reducción de la escorrentía principalmente ocasionada por el aumento de la cubierta vegetal en las laderas. Sin embargo, el análisis de los picos de caudal registrados en las estaciones de aforo (1959-2021) no muestra una tendencia temporal definida o cambios significativos en su frecuencia, aunque existen ciclos multidecadales propios de la variabilidad natural del clima. El análisis de frecuencia de inundaciones obtenidas de los registros de aforos ajustadas a las distribuciones TCEV y GDP se describe en el apartado “Proyección en los caudales máximos (modelo hidrológico)” junto con los resultados de la incorporación de datos del pasado (paleocrecidas).

Proyecciones futuras según modelos de cambio climático

Proyección en la precipitación máxima

En este apartado se describen los resultados obtenidos de la aplicación de una selección de modelos de cambio climático de la base de datos Eurocordex para el escenario RCP8.5. La retícula del modelo regional en el dominio de la cuenca de la rambla de la Viuda comprende dieciocho estaciones de la rejilla de datos Spain02 (0,11°), doce dentro de la cuenca y seis en el exterior. Un primer análisis ha consistido en determinar la capacidad de los distintos modelos regionales para reproducir adecuadamente la precipitación máxima para el periodo de control 1971-2000 (valor observado *vs.* simulado por el modelo; figura 3a). Dado que las muestras son de treinta años, la comparativa se centró en los cuantiles entre 10 y 100 años.

Seguidamente se analizó el grado de correlación entre cada estación de la rejilla mediante matrices de correlación y de covarianza, excluyendo los datos de precipitación inferiores a 1 mm (tabla 2). De esta forma, los valores de correlación entre puntos próximos de la retícula son altos y disminuyen ligeramente a medida que aumenta la distancia en la retícula. La función de probabilidad de lluvia en puntos representativos de la rejilla muestra que el parecido entre la muestra observada y simulada es elevado hasta el cuantil de 20 años, pero existe una alta desviación para cuantiles mayores (figura 3a). Esto indica la falta de datos o de longitud temporal de las series requerida para caracterizar cuantiles de interés en el análisis de extremos (e. g., 100 años). Las series de datos de precipitación se ampliaron a 1.000 años mediante el generador de clima (MulGETS), y se obtuvieron las posiciones de dibujo o función de distribución empírica para cuantiles de hasta 2.000 años de periodo de retorno (figura 3b).

Tabla 2. Estadísticos de la precipitación observada y simulada en diferentes puntos de la rejilla para el periodo 1971-2000.

Rejilla	Precipitación observada				Precipitación simulada			
	% días secos	% días húmedos	Media	Varianza	% días secos	% días húmedos	Media	Varianza
3673	84,9	15,1	9,8	182,5	85,7	14,3	10,4	180,4
3674	83,0	17,00	9,4	178,1	84,1	15,9	10,1	173,8
3676	79,5	20,5	8,3	124,4	81,5	18,5	9,0	111,3
3717	81,4	18,6	9,8	195,1	82,6	17,4	10,6	177,4

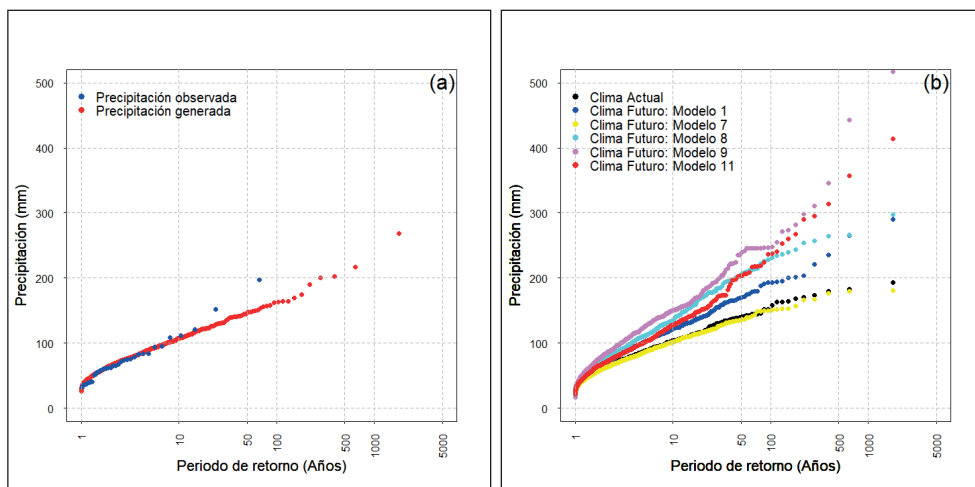


Figura 3. Resultados de las simulaciones con la precipitación máxima diaria en la rejilla 3717. a) Posiciones de dibujo (o función de distribución empírica) de la lluvia diaria máxima anual para el periodo 1971-2000 generada por los modelos de clima (histórico simulado) y por las precipitaciones observadas obtenidas de la base de datos Spain02 v5 (climatología de referencia); b) posiciones de dibujo para la rambla de la Viuda con las series de precipitación generadas de mil años a partir de los datos de los modelos climáticos.

En los modelos de clima futuro se sigue una metodología similar a la aplicada al clima actual, determinando el porcentaje de días secos y húmedos (no lluvia vs. lluvia) para cada uno de los puntos de la rejilla (*grids*) con los datos observados y de los modelos de clima futuro. De este análisis, se constata un aumento del porcentaje de días secos (consecuentemente, disminución de los días húmedos) y un aumento mínimo de la media de la precipitación respecto al clima actual. Seguidamente se obtuvieron las posiciones de dibujo de las series de precipitación modelada (clima histórico y futuro) y de las series

extendidas mediante el generador de clima (figura 3b). El modelo que genera las precipitaciones más altas es el 9, mientras que el modelo 7 produce las precipitaciones más bajas, que son más próximas al clima actual (figura 3b). La dispersión de la lluvia máxima diaria para un tiempo de recurrencia (Tr) de cien años obtenida con los modelos varía aproximadamente entre 150-250 mm. En los registros observados, estos valores se han producido en eventos de lluvias máximas, y es destacable el episodio de 1962, con 271 mm en 36 horas (Segura, 2006).

Proyección en los caudales máximos (modelo hidrológico)

El modelo hidrológico TETIS se calibró usando factores correctores mediante un algoritmo de optimización con retoque experto manual y se validó para el periodo observado. La función objetivo utilizada ha sido el Índice de eficiencia de Nash y Sutcliffe (en adelante NSE), aunque en las correcciones manuales se ha dado mayor peso a la comparación visual entre los hidrogramas observado y simulado. Las series sintéticas de precipitación de mil años tanto en clima actual como para los escenarios de clima futuro se implementaron en el modelo hidrológico para obtener series de caudales máximos medios diarios. A partir de los caudales diarios se calcularon los instantáneos en los puntos de interés (tabla 3).

Tabla 3. Caudales máximos medios diarios (m^3/s) simulados basados en lluvias máximas de los modelos de clima para el clima actual (1971-2000) y clima futuro (2041-2070; modelos 1, 7, 8 y 11). El caudal instantáneo máximo se ha obtenido a partir de los medios diarios sobre la base de relaciones empíricas.

	Caudal medio diario (m^3/s)			Caudal instantáneo máximo (m^3/s)		
	Embalse de María Cristina	Punto con paleoecrecidas RDV1	Punto con paleoecrecidas río Montlleó	Embalse de María Cristina	Punto con paleoecrecidas RDV1	Punto con paleoecrecidas río Montlleó
Clima actual	197	158	68	490	396	234
Modelo 1	287	217	90	703	583	299
Modelo 7	128	88	46	324	226	165
Modelo 8	562	407	214	1.343	984	643
Modelo 9	1.821	1.673	953	4.159	3.834	2.409
Modelo 11	590	592	595	1.407	1.411	1.589

Las series de caudales máximos anuales instantáneos se ajustaron a diversas funciones y se encontraron los mejores ajustes para las distribuciones TCEV y GDP. El porcentaje de cambio de los caudales instantáneos para la inundación de Tr 100 años muestra una reducción en el futuro de entre el -35 % y -50 % en los modelos 1 y 7, y un aumento de entre el 10 y el 25 % en los modelos 8 y 11, y del 63 % en el modelo 9. Los caudales instantáneos de los cuantiles ajustados a los datos de clima actual (obtenido del modelo de clima) resultan inferiores a los obtenidos de las series anuales de aforos. De esta forma,

el caudal de Tr 10.000 años (969 m³/s) es inferior a los >1.300 m³/s que se registraron en el embalse de Maria Cristina en los años 1922, 1962, 1969 y 2000.

Tabla 4. Cuantiles de caudal instantáneo (m³/s) calculados con una distribución TCEV para el clima actual y proyecciones de clima en el punto de paleocreidas en rambla de la Viuda (RVD1).

Punto de paleocreidas de Rambla de la Viuda (caudal en m ³ /s)						
T años	Clima actual	Proyecciones climáticas				
		M1	M7	M8	M9	M11
5	94	61	45	66	99	59
10	135	89	65	133	193	118
25	196	123	89	223	315	238
50	245	148	107	290	406	329
100	292	173	125	356	496	418
500	401	230	166	507	701	622
1.000	446	245	183	570	787	706
5.000	549	308	221	715	981	903
10.000	592	326	238	768	1,056	969

Tabla 5. Cuantiles de caudal instantáneo (m³/s) calculados con una distribución TCEV para el clima actual y proyecciones de clima en el punto de paleocreidas en el río Montlleó (ML1).

Punto de paleocreidas de Montlleó (caudal en m ³ /s)						
T años	Clima actual	Proyecciones climáticas				
		M1	M7	M8	M9	M11
5	82	51	37	58	87	51
10	109	71	52	102	145	100
25	138	97	71	159	219	228
50	157	116	84	201	273	325
100	173	134	98	243	328	420
500	201	177	129	339	452	639
1.000	211	194	142	378	503	730
5.000	226	234	172	469	622	940
10.000	233	252	185	505	668	1,010

Reconstrucción de caudal y frecuencia de inundaciones del pasado

Registros estratigráficos y caudales estimados

Los estudios de paleocrecidas se localizan en dos puntos de la cuenca, en concreto en el río Montlleó (superficie de la cuenca de 657 km²) cerca de la confluencia con la rambla Carbonera y en la rambla de la Viuda (superficie de la cuenca de 1.240 km²) justo antes de la confluencia con el río Lluçena (figura 2).

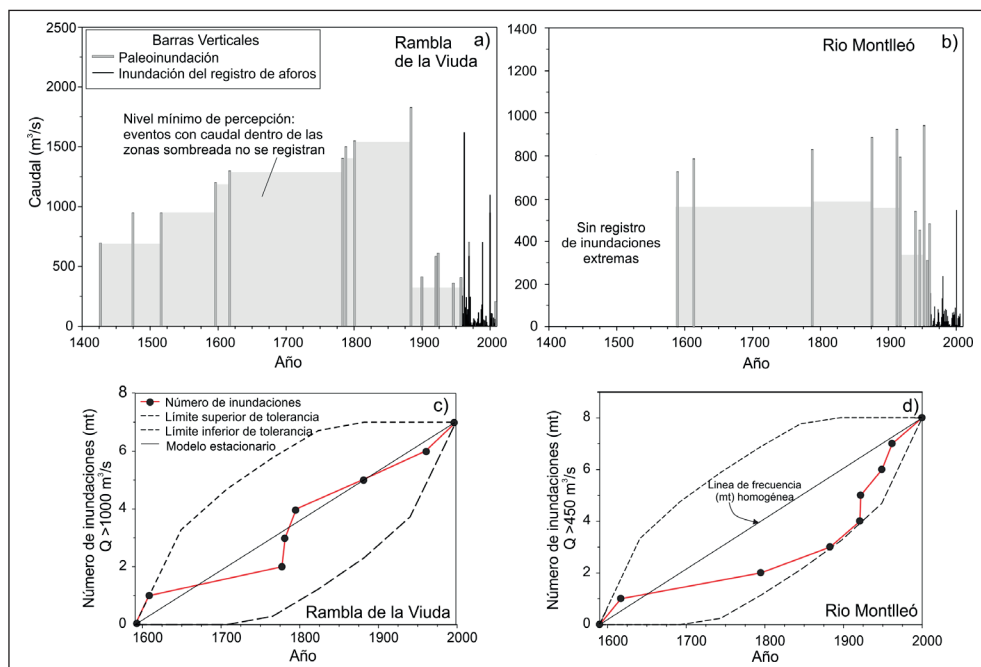


Figura 4. a) Registro de caudales de paleocrecidas y datos de aforos en la rambla de la Viuda (RDV1), aguas arriba del embalse de Maria Cristina; b) Ídem en el río Montlleó (RM1); c) Test de estacionariedad para caudales superiores a 1.000 m³/s en RDV1; d) Test de estacionariedad para caudales superiores a 450 m³/s en RM1.

En la rambla de la Viuda, el registro de paleocrecidas abarca los últimos seiscientos años (Machado et al., 2017; figura 4a). La frecuencia media de las crecidas extremas (>1.000 m³/s) es de 1 cada 40 años durante los periodos 1420-1620 y 1883-2020. La disminución en la frecuencia de grandes inundaciones durante 1620-1775 coincide con el Mínimo de Maunder Tardío (1675-1715 CE), relacionado con una reducción de la actividad solar con condiciones más frías y secas en el este de España. Se registró un corto periodo de mayor frecuencia de grandes inundaciones entre 1775 y 1810 (al menos tres grandes

inundaciones), correspondiente a condiciones más húmedas y cálidas de duración decenal coincidente climáticamente con la Anomalía de Maldà. Las condiciones climáticas de la Anomalía Maldà constituyen un análogo de las esperables en las proyecciones de cambio climático futuro. La mayor inundación registrada corresponde a este periodo, en concreto a 1883, con un caudal estimado de 1.830 m³/s. La crecida de 1787 produjo la rotura en la antigua presa de l'Alcora y excedió los 1.500 m³/s, una magnitud similar a la de las ocurridas en 1783 y 1801. Durante el siglo xx al menos tres crecidas excedieron los 1.000 m³/s, y destacan las ocurridas en 1920 (~1.000 m³/s), 1962 (~1.500 m³/s) y 2000 (~1.268 m³/s).

En el río Montlleó, el registro de paleocrecidas comprende los últimos cuatrocientos años (Benito et al., 2020; figura 4b). En total, se registran 31 paleoinundaciones en un rango de caudales de 20-950 m³/s y al menos cinco inundaciones excedieron un caudal de 740-950 m³/s. Esta información contrasta con los datos de la estación de aforos del río Montlleó, localizada 3 km aguas arriba del tramo con datos de paleocrecidas, y que dispone de aforos desde 1971, con un caudal máximo registrado de 129 m³/s. Los episodios con mayor frecuencia de inundaciones ocurrieron en (1) 1570-1620, (2) 1775-1795, (3) 1850-1890 y (4) 1920-1969. Estos periodos de mayor frecuencia coinciden con los registrados en la rambla de la Viuda, y se evidencia igualmente la escasa frecuencia de eventos entre 1620 y 1775 CE. Los periodos de frecuentes inundaciones 1 y 3 correspondieron a oscilaciones climáticas más frías de lo habitual (entre 0,3 y 0,2 °C), mientras que los periodos 2 y 4 se caracterizaron por una mayor variabilidad climática interanual (inundaciones y sequías). Esta elevada variabilidad interanual de las precipitaciones ha aumentado en los últimos 150 años, lo que ha dado lugar a una reducción del caudal máximo anual.

Análisis de frecuencias de inundaciones

Los cambios en vegetación, usos de suelo y clima han podido afectar a los caudales durante los eventos moderados, aunque resulta evidente que para la generación de inundaciones extremas se requieren condiciones de saturación del suelo. El análisis de frecuencia de inundaciones asume que la serie mantiene sus propiedades estadísticas en el tiempo y, por lo tanto, la existencia de periodos con aumento de la frecuencia de eventos pone en duda dicho comportamiento estacionario. La estacionariedad de las muestras con caudales de paleocrecidas (datos censurados) se ha confirmado mediante el test de Lang, que presupone que las series de inundación pueden ser descritas como un proceso de Poisson homogéneo (Lang et al., 1999). En este test se calcula el intervalo de tolerancia del 95 % del número acumulado de inundaciones por encima del umbral o nivel censurado. La estacionariedad de las series se confirma cuando los puntos de la muestra se localizan dentro de los intervalos de tolerancia del 5 y del 95 % (Naulet et al., 2005).

La serie temporal de datos de inundaciones de la rambla de la Viuda ha mostrado condiciones estacionarias para las inundaciones >1.000 m³/s para el periodo 1617-2014 (figura 4c). Igualmente, la serie de paleocrecidas+datos de aforo del río Montlleó ha presentado un comportamiento estacionario para caudales >450 m³/s para el periodo CE 1590-2000 (figura 4d). Este análisis confirma el comportamiento estacionario de la muestra en el tiempo, i. e., que las inundaciones se generaron de forma aleatoria

a partir de una distribución de probabilidad simple con momentos estables, y que se puede analizar mediante modelos estadísticos paramétricos (Lang et al., 1999).

El análisis de frecuencia usando conjuntamente datos de paleocrecidas y aforos (paleocrecidas+ aforos) muestra valores más altos de magnitud en los cuantiles de inundación que los obtenidos solo con el registro de aforos (tabla 6). En el caso de la RDV1, por ejemplo, la inundación de probabilidad anual del 1 % (Tr 100 años) basada en conjunto de datos de paleocrecidas e instrumental es 1.570 m³/s, mientras que usando únicamente datos del registro sistemático es de 1.300 m³/s. La inundación de probabilidad anual de 0,1 (Tr 1.000 años) utilizada convencionalmente para el diseño hidráulico de vertederos de presas es de 2.615 m³/s, muy superior al diseño del vertedero de la presa actual (600 m³/s). Estos datos muestran un infradiseño en el vertedero de la presa de Maria Cristina.

En el caso del río Montlleó, los cuantiles obtenidos con paleocrecidas+aforos muestran igualmente valores de caudales superiores a los calculados con datos de aforos, con una diferencia del 40 y 60 % en los cuantiles de baja probabilidad (Tr > 50 años; tabla 6). Para el caso de la inundación de probabilidad anual del 1 %, basada en el conjunto de datos de paleocrecidas e instrumental, el caudal obtenido es de 870 m³/s, mientras que usando el registro sistemático es de 570 m³/s.

Tabla 6. Cuantiles de caudal instantáneo (m³/s) obtenidos de ajustar una distribución TCEV a series de caudal de (1) aforos+paleocrecidas y (2) aforos solo. Se ha calculado el porcentaje de cambio de aumento de caudal resultante de incluir datos de paleocrecidas sobre las series sistemáticas de aforo. Los cálculos se han obtenido en los puntos de paleocrecidas en la rambla de la Viuda y en el río Montlleó.

Probabilidad de excedencia anual, %	Periodo de retorno Tr, años	Río Montlleó			Rambla de la Viuda		
		Aforos+ paleocrecidas, m ³ /s	Aforos m ³ /s	Cambio %	Aforos+ paleocrecidas, m ³ /s	Aforos m ³ /s	Cambio %
20	5	95	75	27	155	110	41
10	10	230	120	92	480	305	57
4	25	490	260	88	920	710	30
2	50	680	415	64	1.250	1.000	25
1	100	870	570	53	1.570	1.300	21
0,2	500	1.300	920	41	2.305	1.975	17
0,1	1.000	1.480	1.060	40	2.615	2.250	16

Estas diferencias en los cuantiles muestran cómo los datos de paleocrecidas incorporan valores de caudales máximos con una componente temporal que supera la variabilidad meteorológica generada en unas pocas décadas. Es decir, se amplía el registro de la secuencia secular y las fluctuaciones cíclicas no captadas en periodos cortos de aforos. En el caso de RVD1, supone incrementar un 15-20 % el

caudal, pero en RM1 la diferencia es del 40-50 %. Estos resultados parecen reflejar la mayor sensibilidad de las cuencas pequeñas a los cambios en la magnitud y la frecuencia de las inundaciones debido a la variabilidad climática de los ciclos seculares, mientras que una cuenca más grande amortigua la respuesta debido a la limitada extensión de las tormentas convectivas. En suma, el registro secular de inundaciones proporciona un conocimiento sólido sobre las inundaciones peligrosas que puede ayudar a priorizar las acciones de la gestión para la adaptación al cambio climático.

DISCUSIÓN

Incertidumbres en los actuales modelos de cambio climático

En este estudio se ha aplicado la generación de modelos de clima futuro (CMIP5, ver IPCC, 2013), y de modelos hidrológicos distribuidos en su transformación a caudales con objeto de determinar el impacto del cambio climático en la peligrosidad de inundaciones. En concreto, se han aplicado diversos modelos de clima regionales (MCR) anidados sobre modelos de la circulación general atmosféricos y oceánicos (CGM) incluidos en la iniciativa Eurocordex (Jacob et al., 2014). A su vez, los datos observados Spain02 para el periodo de control (1971-2000) provienen de la interpolación de 2.500 estaciones de AEMET que permiten disponer de puntos con información meteorológica (clima de referencia) con una resolución espacial similar a Eurocordex (~10 km). Mediante estos datos observados se puede abordar la corrección de los sesgos sistemáticos de estos modelos (e. g., método delta) para su aplicación a estudios de impacto en diversos sectores (Casanueva et al., 2016; Gutiérrez et al., 2019). En el caso de extremos, se ha seleccionado un escenario de emisiones RCP8.5 que corresponde al límite superior de los procesos de calentamiento global (*worst case*; IPCC, 2013). El conjunto de modelos (global y regional) y el escenario de emisiones caracterizan la incertidumbre que afecta a la resolución de las proyecciones de futuro de las variables climáticas. Fernández et al. (2019) analizan la incertidumbre procedente de la aplicación de diferentes proyectos de comparación de modelos globales y regionales (MIP) y del conjunto de fuentes que estos utilizan (multi-MIP *ensembles*): GCM, escenario futuro, variabilidad interna, RCM y resolución espacial. Los resultados muestran que los modelos globales GCM sobre los que se anidan los modelos regionales (RCM) son el principal generador de la incertidumbre en el análisis de cambio climático. En definitiva, la perspectiva de un esfuerzo computacional adicional y el desarrollo de los RCM con aumento de la resolución no conduciría a mejoras sustanciales de las proyecciones climáticas (Fernández et al., 2019).

Otro aspecto importante que se debe considerar es la propia capacidad de los modelos de clima para la caracterización de extremos y, en particular, de la precipitación máxima diaria. En general, los modelos climáticos han mostrado una alta capacidad y robustez en las proyecciones de variables climáticas medias como la temperatura y, en menor medida, de la precipitación total. Por ejemplo, los resultados de los estadísticos de la precipitación observada (clima de referencia) y simulada (clima histórico) para el periodo 1971-2000 en diferentes puntos de la rejilla muestran una elevada similitud (tabla 2). Sin embargo, las lluvias máximas diarias de las observaciones (1971-2000) y las generadas por los modelos de clima (clima histórico) muestran fuertes discrepancias a partir del cuantil de periodo

de retorno de veinte años (figura 3a). Por lo tanto, se evidencia que los modelos de cambio climático presentan carencias en la caracterización de extremos de precipitación, particularmente en zonas como la mediterránea, donde las lluvias intensas dependen de eventos meteorológicos locales y a mesoescala. Esta cascada de incertidumbres afecta a los resultados de cada modelo e incrementa la diversidad de los resultados entre modelos. En este punto, se plantea la duda sobre la selección de los resultados ofrecidos por los modelos, es decir, si optar por los rangos de mayor/menor precipitación, o la media ofrecida por un grupo de modelos que reflejen condiciones adversas de lluvia extrema. En nuestro caso, y para un periodo de retorno de cien años, el modelo 7 produce lluvias máximas diarias similares al clima actual obtenido del modelo de clima (~150 mm/día), mientras que en el resto de los modelos se obtiene valores superiores (~250 mm/día en el modelo 9). En el estudio de extremos, y particularmente en hidrología, resulta paradójico el cálculo de estadísticos de lluvia y escorrentía (e. g., Tr 100 años) a partir de series de treinta años en el periodo de control (1971-2000) y de clima futuro (2041-2070). Esta incertidumbre se trata de paliar mediante la aplicación de generadores meteorológicos, tales como el modelo MulGETS (Chen et al., 2014). Diversos autores han indicado que estos generadores estocásticos no son capaces de reproducir de forma adecuada los eventos extremos (Verdin et al., 2015). Esta problemática se ha abordado recientemente mediante la integración de datos regionales y de paleocrecidas, lo que ha permitido caracterizar la cola superior de la función de distribución de la lluvia y los caudales extremos (Beneyto et al., 2020). Sin embargo, estas mejoras en los generadores meteorológicos aplicadas a clima futuro serían complejas de comprobar teniendo en cuenta la supuesta no estacionariedad de las series temporales de los extremos de lluvia.

En el modelo hidrológico distribuido, los parámetros físicos (cubierta vegetal y usos del suelo, humedad, etc.) en condiciones de clima actual se han calibrado y validado para la generación de hidrogramas. Los detalles sobre el proceso de calibración y validación se pueden encontrar en Francés et al. (2007). En el caso de las proyecciones de futuro, resulta complejo determinar los posibles cambios en la vegetación y los usos del suelo, cuyo efecto en la hidrología puede ser mayor que los producidos por el cambio climático (Rodríguez-Lloveras et al., 2016). En ocasiones, estos cambios en el uso de suelo y la cubierta vegetal dependen de factores socioeconómicos que, en el ámbito europeo, se encuentran fuertemente influidos por la política agraria común (Boellstorff & Benito, 2005; Rodríguez-Lloveras et al., 2015).

En resumen, la aplicación de modelos de clima en la estimación de caudales máximos de inundación presenta una elevada incertidumbre que dificulta la operatividad de los resultados. No obstante, la aplicación de los modelos de clima al estudio de las inundaciones informa de los posibles cambios cualitativos en la magnitud y frecuencia, aunque desde el punto de vista de la gestión del riesgo resulta complicado representar la incertidumbre a escala local (e. g., mapas de peligrosidad) y su comunicación a los gestores y a la población en general.

Incertidumbres y certezas de los registros de paleocrecidas

El estudio de las paleocrecidas comporta una serie de supuestos requeridos para la estimación del caudal de la inundación, aunque igualmente conlleva la certeza de la evidencia física del calado alcanzado por las inundaciones pasadas. En la reconstrucción de caudales de paleocrecidas se asume que la

geometría del cauce fluvial no ha variado en el tiempo o que los cambios del lecho han sido mínimos. En la práctica, la mayor parte de los estudios de paleoecidas se desarrollan en tramos con cauce en roca (cañones rocosos) o en cauces semialuviales (Benito et al., 2020). En los ríos de lecho rocoso la geometría del cauce fluvial puede permanecer estable o con pocos cambios en la escala temporal de cientos o pocos miles de años (Whipple et al., 2000). En el caso de cauces semialuviales (fondo aluvial y laterales en roca), pueden producirse procesos de incisión o sedimentación que conviene identificar para la restitución de la geometría del cauce en las tareas del cálculo del caudal (e. g., Machado et al., 2017). En estos casos, se incluye dicha incertidumbre como un rango de caudal asociado a las paleoinundaciones.

Los registros más largos de paleoinundaciones (seculares y milenarios) se obtienen de secuencias estratigráficas de depósitos finos acumulados en zonas de remanso (*slackwater flood deposits*; SWD). Sin embargo, la formación de remansos y la acumulación de SWD requieren geometrías adecuadas (Benito et al., 2003), abundante arena en suspensión y condiciones hidráulicas que permitan su preservación en el tiempo (House et al., 2002). En definitiva, los estudios de paleoecidas conllevan una exploración detallada del terreno y, en algunos ríos, pueden darse resultados negativos, por lo que es un método que depende de las condiciones locales.

En el cálculo de caudal a partir de SWD se asume que la altura de los depósitos se relaciona de manera aproximada con el máximo calado alcanzado por dicha inundación. Esta premisa es difícil de verificar, aunque varios trabajos (Jarrett & England, 2002) concluyen que la altura del depósito se aproxima al nivel máximo de la inundación, particularmente en depósitos emplazados en los márgenes del cauce. En la estimación de caudales de las paleoecidas se aplican modelos hidráulicos que permiten relacionar la altura del sedimento con un caudal de inundación (Benito et al., 2020). La mayoría de los estudios de paleoecidas asumen un modelo de flujo unidimensional para realizar los cálculos de caudal (Machado et al., 2017; Benito et al., 2020), aunque es cada vez más frecuente el uso de modelos hidráulicos bidimensionales en tramos de geometría compleja (Bohorquez et al., 2013).

Los depósitos de las paleoecidas se acumulan cuando el nivel de la inundación supera la altura de las orillas, por lo que desde el punto de vista hidrológico se trata de datos censurados por encima de un umbral de altura (caudal). Por lo tanto, se necesita conocer el umbral de percepción (i. e., caudal mínimo requerido para desbordar), la duración (periodo de tiempo) para la cual el umbral es válido y la edad absoluta o relativa de la inundación (figura 4a, 4b). El factor crítico es conocer el número de inundaciones que han excedido el umbral, ya que la probabilidad asignada al evento depende de la frecuencia de excedencia durante un tiempo dado.

Otro tema estadístico que puede acarrear incertidumbre en el análisis de frecuencia de inundaciones está relacionado con la estacionariedad estadística de los datos, i. e., se asume que cada muestra contiene datos independientes e idénticamente distribuidos. En los últimos años, la “no estacionariedad” se ha convertido en una cuestión importante, reconociendo la posibilidad de que las poblaciones futuras de eventos, como las inundaciones, difieran notablemente de las poblaciones pasadas (Milly et al., 2008). En el supuesto de que los procesos que generen las inundaciones en el futuro fueran sustancialmente diferentes, las series de los registros de las inundaciones pasadas no serían relevantes. La

detección de la no estacionariedad se ha establecido en cuencas que han experimentado un cambio de suelo rural a urbano sobre un área extensa, y se ha observado que se puede duplicar la magnitud de los picos de inundación anual (Villarini et al., 2009). Sin embargo, la no estacionariedad atribuida al cambio climático resulta difícil de detectar (Matalas, 2012). Las series temporales de extremos pueden presentar cierto movimiento irregular (decadal, intradecadal o secular) que forma parte de la propia estructura de la serie temporal (Kendall, 1976). De hecho, en los registros de paleoocrecidas estudiados se identifican periodos con mayor ocurrencia de inundaciones durante momentos climáticos relativamente más húmedos y, sin embargo, el comportamiento de las inundaciones extremas a largo plazo muestra un proceso estacionario y homogéneo de acuerdo con el test de estacionariedad de Lang (figura 4c, 4d). Por lo tanto, las variaciones decadales en las series de aforos y los ciclos mutidecadales y seculares pueden formar parte del propio comportamiento temporal de la muestra. Más importante aún, los procesos que generan lluvias intensas en el clima mediterráneo (sistemas convectivos de mesoescala) seguirán manteniéndose en cualquiera de los escenarios de cambio climático. En resumen, se requiere un análisis cuantitativo para discernir si los cambios forman parte de la composición temporal de la serie o si se trata de comportamiento no estacionario en alguno de los momentos estadísticos (o en todos).

El camino de la adaptación a los extremos futuros

Los caudales de las inundaciones asociadas a las proyecciones del cambio climático contienen una gran incertidumbre que se deriva de la variabilidad de los resultados de las precipitaciones extremas proyectadas por los diferentes modelos de cambio climático. Además, se presentan incertidumbres adicionales relacionadas con la modelización hidrológica (uso y condiciones del suelo) y con la imposibilidad de calibrar estos modelos de futuro. Debido a estas incertidumbres, los impactos del cambio climático no pueden cuantificarse con la precisión que se requiere dentro de la Directiva Europa de Inundaciones (2007/60/EC). Por otro lado, la primera Ley Europea del Clima pretende el desarrollo e implementación de estrategias de adaptación que fortalezcan la resiliencia y reduzcan la vulnerabilidad a los efectos del cambio climático (EC, 2021a). Se insta, por lo tanto, a la producción de una cartografía de peligrosidad de inundaciones que considere los efectos del cambio climático con la dificultad que conlleva representar las incertidumbres de los modelos de cambio climático. Entre las formas propuestas para abordar este mandato legislativo destaca la aplicación de una gestión adaptativa, permitiendo implementar soluciones que se acomoden a las condiciones cambiantes basadas en un proceso iterativo de escrutinio continuo, con revisión de la estrategia de adaptación a medida que se produce nueva información (Döll et al., 2015).

Resulta evidente que el camino de la adaptación al cambio climático demanda un nuevo enfoque basado en el desarrollo de nuevas herramientas y conocimientos que aborden el análisis y la predicción de las futuras posibles tendencias de la peligrosidad a escala local. Hasta el momento, las actuaciones en los países europeos se han centrado demasiado en las respuestas generales (*top-down*) derivadas de los modelos climáticos cuyas incertidumbres son difíciles de trasladar a escala prácticas

operativas y de comprensión local. Combinando los resultados de los diversos análisis (tabla 7), se observa que los modelos de cambio climático generan un amplio rango de caudales que, para el Tr 100 años ($Q = 225\text{-}730 \text{ m}^3/\text{s}$), apenas alcanzan el 50 % del caudal observado en inundaciones extremas ocurridas en 1920, 1962 y 2000, y que desbordaron la presa de Maria Cristina. Otras alternativas como los métodos basados en información regional tipo Caumax (CEDEX, 2011) calculan para este periodo de retorno caudales ($Q = 2.547 \text{ m}^3/\text{s}$) que superan los registrados durante los últimos quinientos años. El análisis de frecuencias con datos observados para el periodo 1962-2018 calcula para Tr 100 años caudales ($Q = 1.300 \text{ m}^3/\text{s}$) que se aproximan a los valores estimados para la inundación del año 2000 ($\sim 1.268 \text{ m}^3/\text{s}$), pero inferior al evento del año 1962 ($\sim 1.500 \text{ m}^3/\text{s}$). Por su parte, el análisis de frecuencias con datos de paleocrecidas y aforos, que recoge quinientos años de registro en condiciones de variabilidad climática secular, calcula para Tr 100 un caudal de $1.570 \text{ m}^3/\text{s}$.

Tabla 7. Cuantiles de caudal instantáneo (m^3/s) obtenidos de ajustar una distribución TCEV a diferentes series de datos y modelos de clima en el embalse de Maria Cristina.

*Caumax: Caudal Máximo (CEDEX, 2011). **PMF: Inundación Máxima Probable.

	Rambla de la Viuda (Embalse de Maria Cristina). Caudales en m^3/s						
Periodo de retorno, años	10	50	100	500	1.000	5.000	10.000
Aforos	305	1.000	1.300	1.975	2.250	2.895	3.100
Aforos + paleocrecidas	480	1.250	1.570	2.035	2.615	3.310	3.560
M. Hidrometeorológico	180	365	445	640	720	900	965
Caumax*	522	-	2.547	5.837	-	-	-
Clima futuro M8 (mín.)	85	175	225	380	465	725	870
Clima futuro M1 (med.)	116	235	300	495	600	905	1.075
Clima futuro M9 (max.)	210	520	730	1.510	2.030	3.985	5.300
PMF**	10.700						

Estos resultados muestran que, en el caso de las inundaciones fluviales y pluviales, es necesario adoptar enfoques locales o *bottom-up* que mejoren nuestro entendimiento del impacto del clima en las inundaciones. La ciencia de las inundaciones es capaz de producir información sobre lo que es posible en términos de magnitud y frecuencia de las inundaciones a escala local, proporcionando orientación para la adaptación al cambio climático. Esta aproximación local basada en el conocimiento de los extremos combinando modelos y datos pasados permite adoptar soluciones beneficiosas que, independiente del futuro incierto de los impactos del clima, proporcionan una dirección robusta y clara de las acciones que se deben desarrollar a nivel urbanístico y de planificación. Este futuro seguirá siendo incierto pero sustentado en el hecho irrefutable de que lo que ha ocurrido en el pasado puede ocurrir de nuevo. En este camino, los datos de inundaciones extremas pasadas pueden utilizarse en combinación

con generadores meteorológicos, modelos de físicos de la atmósfera y modelos hidrológicos para guiarnos en el análisis de los riesgos a escala local.

CONCLUSIONES

Actualmente existe una gran incertidumbre de los efectos del cambio climático en la frecuencia y magnitud de las inundaciones a escala regional y local. Este trabajo genera conocimiento y series de datos que permiten identificar incertidumbres y certezas en el camino de la adaptación al riesgo basado en tres tipos aproximaciones: *a*) modelos de cambio climático (Eurocordex), *b*) modelos hidrológicos distribuidos (TETIS) y *c*) datos de inundaciones del pasado que ocurrieron en momentos de calentamiento relativo (paleocrecidas y registros históricos). Las principales conclusiones son las siguientes:

- Los cuantiles de caudal instantáneos obtenidos con proyecciones climáticas muestran una elevada dispersión respecto a los obtenidos para el clima actual (periodo de control simulado; 1971-2000). El modelo 8 parece tener un comportamiento más estable, con un incremento en caudal de las proyecciones respecto al periodo de control de entre el +11 % (Tr 25 años) y +6-10 % (Tr 50 a 10.000 años).
- El generador meteorológico (MulGETS) presenta elevada capacidad para incorporar datos meteorológicos del pasado (Spain02) y del futuro (escenarios de cambio climático). La principal limitación del generador reside en la escasa variabilidad de los extremos obtenidos de las series cortas tanto de control (1971-2000) como de futuro (2041-2070).
- Los caudales para los cuantiles (Tr > 25 años) obtenidos para clima actual (simulado) son entre 2 y 3 veces inferiores a los obtenidos del análisis de registro de aforos (1959-2011). Esta disparidad en los resultados indica la importancia del análisis de series largas en la determinación de los cuantiles y la deficiencia de los modelos de clima en la caracterización de los caudales extremos en la zona de estudio.
- La incorporación de caudales pasados (paleocrecidas) en periodos cálidos muestra mayor consistencia en la estimación de los cuantiles de interés en la planificación de riesgos (Tr 100 años) y de infraestructuras sensibles (Tr 1.000 años), debido a que incorpora caudales máximos que no aparecen registrados en las estaciones de aforo.
- Los datos de extremos del paleocrecidas permiten valorar la coherencia de los datos de los modelos de clima e hidrológicos para los cuantiles elevados (Tr > 50 años), y la identificación de los modelos de clima o media de modelos con mejor comportamiento a escala local.
- La implementación de un modelo hidrológico distribuido permite la integración de la información de caudales máximos localizados en diversos puntos de la cuenca y paliar la falta de información histórica y de paleocrecidas en los puntos de interés.
- La necesidad de una nueva aproximación basada en el conocimiento local (*bottom-up*) se puede sustentar en aproximaciones multidisciplinares que generen certidumbres y certezas sobre los procesos climáticos extremos y sus magnitudes, y que sirvan de guía en el camino a la adaptación.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por Fundación Biodiversidad (MITERD) a través del proyecto Adaptapresa, y por el Ministerio de Ciencia e Innovación de España a través de los proyectos de investigación EPHIMED (CGL2017-86839-C3-1-R), TETISCHANGE (RTI2018-093717-B-100) y EPHIDREAMS (PID2020-116537RB-I00), cofinanciados de fondos europeos (FEDER). Agradecemos la revisión y los comentarios realizados por tres revisores anónimos y el trabajo realizado por los editores de la revista.

REFERENCIAS

- Beneyto, C., Aranda, J. Á., Benito, G., & Francés, F. (2020). New approach to estimate extreme flooding using continuous synthetic simulation supported by regional precipitation and non-systematic flood data. *Water*, 12(11). doi: 10.3390/w12113174
- Benito, G., Harden, T. M., & O'Connor, J. E. (2020). Quantitative Paleoflood Hydrology. En Wohl, E. (ed.). *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences* (2.^a ed., vol. 9). Elsevier.
- Benito, G., Sánchez-Moya, Y., Medialdea, A., Barriendos, M., Calle, M., Rico, M., Sopena, A., & Machado, M. J. (2020). Extreme floods in small mediterranean catchments: long-term response to climate variability and change. *Water*, 12(4), 1008.
- Benito, G., Sánchez-Moya, Y., & Sopena, A. (2003). Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River, Central Spain. *Sedimentary Geology*, 157(1-2), 107-132. doi: 10.1016/s0037-0738(02)00196-3
- Boellstorff, D. & Benito, G. (2005). Impacts of set-aside policy on the risk of soil erosion in central Spain. *Agriculture, Ecosystems y Environment*, 107(2), 231-243. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.agee.2004.11.002>
- Bohorquez, P., García-García, F., Pérez-Valera, F., & Martínez-Sánchez, C. (2013). Unsteady two-dimensional paleohydraulic reconstruction of extreme floods over the last 4000 yr in Segura River, southeast Spain. *Journal of Hydrology*, 477, 229-239. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.11.031
- Botero, B. A. & Francés, F. (2006). *AFINS Version 2.0-Análisis de Frecuencia de Extremos con Información Sistemática y No Sistemática*. Valencia: Research Group on Hydraulic and Hydrology. Department of Hydraulic Engineering and Environment, Polytechnical University of Valencia.
- Calle, M. (2018). *Morphosedimentary dynamics of ephemeral rivers affected by gravel Mining: GIS mapping and geomorphic change detection*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid. <https://eprints.ucm.es/id/eprint/55964/>
- Camarasa, A. M. & Segura, F. (2001). Flood events in Mediterranean ephemeral streams (ramblas) in Valencia region, Spain. *Catena*, 45(3), 229-249. doi: [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(01\)00146-1](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00146-1)
- Casanueva, A., Kotlarski, S., Herrera, S., Fernández, J., Gutiérrez, J. M., Boberg, F., Colette, A., Christensen, O. B., Goergen, K., Jacob, D., Keuler, K., Nikulin, G., Teichmann, C., & Vautard, R.

- (2016). Daily precipitation statistics in a EURO-CORDEX RCM ensemble: added value of raw and bias-corrected high-resolution simulations. *Climate Dynamics*, 47(3), 719-737. doi: 10.1007/s00382-015-2865-x
- CEDEX (2011). *Mapa de caudales máximos*. Memoria Técnica. Madrid: Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX.
- Chen, J., Brissette, F. P., & Zhang, X. J. (2014). A Multi-Site Stochastic Weather Generator for Daily Precipitation and Temperature. *Transactions of the ASABE*, 57(5), 1375-1391. doi: 10.13031/trans.57.10685
- Döll, P., Jiménez-Cisneros, B., Oki, T., Arnell, N. W., Benito, G., Cogley, J. G., Jiang, T., Kundzewicz, Z. W., Mwakalila, S., & Nishijima, A. (2015). Integrating risks of climate change into water management. *Hydrological Sciences Journal*, 60(1), 4-13. doi: 10.1080/02626667.2014.967250
- European Commission (2000). *Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy*. <https://eur-lex.europa.eu/legal-content/en/ALL/?uri=CELEX%3A32000L0060>
- European Commission (2021a). *Impact of climate change on floods: Survey findings and possible next steps to close the knowledge and implementation gap*. European Flood Working Group.
- European Commission (2021b). *Regulation (EU) 2021/1119 of the European Parliament and of the Council of 30 June 2021 establishing the framework for achieving climate neutrality and amending Regulations (EC) No 401/2009 and (EU) 2018/1999 ("European Climate Law")*. <https://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=CELEX%3A32021R1119yqid=1627892432177>
- Fernández, J., Frías, M. D., Cabos, W. D., Cofiño, A. S., Domínguez, M., Fita, L., Gaertner, M. A., García-Díez, M., Gutiérrez, J. M., Jiménez-Guerrero, P., Liguori, G., Montávez, J. P., Romera, R., & Sánchez, E. (2019). Consistency of climate change projections from multiple global and regional model intercomparison projects. *Climate Dynamics*, 52(1), 1139-1156. doi: 10.1007/s00382-018-4181-8
- Francés, F. (1998). Using the TCEV distribution function with systematic and non-systematic data in a regional flood frequency analysis. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 12(4), 267-283. doi: 10.1007/s004770050021
- Francés, F., Vélez, J. I., & Vélez, J. J. (2007). Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 332(1), 226-240. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.06.032>
- Gabaldó, O., Fleitz, J., & Villalba Bergado, F. (2002). SAIH Flood warning system and emergency management in the Júcar basin (Spain): The case study of October 2000. En *Mitigation of Climate Induced Natural Hazards (MITCH) Workshop II: Advances in Flood Forecasting* (p. 15). Barcelona, 10-12 de junio de 2002, Flood Warning and Emergency Management.
- Gutiérrez, J. M., Maraun, D., Widmann, M., Huth, R., Hertig, E., Benestad, R., Roessler, O., Wibig, J., Wilcke, R., Kotlarski, S., San Martín, D., Herrera, S., Bedia, J., Casanueva, A., Manzananas, R., Iturbide, M., Vrac, M., Dubrovsky, M., Ribalaygua, J., Pórtoles, J., Rätty, O., Räisänen, J., Hingray, B., Raynaud, D., Casado, M. J., Ramos, P., Zerenner, T., Turco, M., Bosshard, T., Štěpánek, P., Bar-

- tholy, J., Pongracz, R., Keller, D. E., Fischer, A. M., Cardoso, R. M., Soares, P. M. M., Czernecki, B., & Pagé, C. (2019). An intercomparison of a large ensemble of statistical downscaling methods over Europe: Results from the VALUE perfect predictor cross-validation experiment. *International Journal of Climatology*, 39(9), 3750-3785. doi: <https://doi.org/10.1002/joc.5462>
- Herrera, S., Fernández, J., & Gutiérrez, J. M. (2016). Update of the Spain02 gridded observational dataset for EURO-CORDEX evaluation: assessing the effect of the interpolation methodology. *International Journal of Climatology*, 36(2), 900-908. doi: <https://doi.org/10.1002/joc.4391>
- House, P. K., Pearthree, P. A., & Klawon, J. E. (2002). Historical flood and paleoflood chronology of the Lower Verde River, Arizona: stratigraphic evidence and related uncertainties. En House, P. K., Webb, R. H., Baker, V. R., & Levish, D. R. (eds.). *Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology* (vol. 5, pp. 267-293). Washington, DC: American Geophysical Union.
- IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Cambridge / Nueva York: Cambridge University Press.
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O., Bouwer, L., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., & Yiou, P. (2014). EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2), 563-578. doi: 10.1007/s10113-013-0499-2
- Jarrett, R. D. & England, J. F. (2002). Reliability of paleostage indicators for paleoflood studies. En House, P. K., Webb, R. H., Baker, V. R., & D. R. Levish (eds.). *Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology* (vol. 5, pp. 91-109). Washington, DC: American Geophysical Union.
- Jiménez Cisneros, B. E., Oki, T., Arnell, N. W., Benito, G., Cogley, J. G., Döll, P., Jiang, T., & Mwakalila, S. S. (2014). Freshwater resources. En Field, C. B., Barros, V. R., Dokken, D. J., Mach, K. J., Mastrandrea, M. D., Bilir, T. E., Chatterjee, M., Ebi, K. L., Estrada, Y. O., Genova, R. C., Girma, B., Kissel, E. S., Levy, A. N., MacCracken, S., Mastrandrea, P. R., & White, L. L. (eds.). *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change* (pp. 229-269). Cambridge / Nueva York: Cambridge University Press.
- Kendall, M. G. (1976). *Time-series* (2.^a ed.). Nueva York: Hafner Press.
- Lang, M., Ouarda, T. B. M. J., & Bobée, B. (1999). Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *Journal of Hydrology*, 225, 103-117.
- Llasat, M. C. & Puigcerver, M. (1990). Cold air pools over Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 42(3), 171-177. doi: 10.1007/bf01314823
- Machado, M. J., Medialdea, A., Calle, M., Rico, M. T., Sanchez-Moya, Y., Sopena, A., & Benito, G. (2017). Historical palaeohydrology and landscape resilience of a Mediterranean rambla (Castellon, NE Spain): Floods and people. *Quaternary Science Reviews*, 171, 182-198. doi: 10.1016/j.quascirev.2017.07.014

- Matalas, N. C. (2012). Comment on the Announced Death of Stationarity. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 138(4), 311-312. doi: 10.1061/(ASCE)WR.1943-5452.0000215
- Mateu, J. F. (1974). La Rambla de la Viuda. Clima e hidrología. *Cuad. Geogr*, 15, 47-68.
- Mateu, J. F. (2010). *La Primera Confederación Hidrográfica del Júcar (1934-1942)*. Valencia: Confederación Hidrográfica del Júcar.
- Mehan, S., Guo, T., Gitau, M. W., & Flanagan, D. C. (2017). Comparative Study of Different Stochastic Weather Generators for Long-Term Climate Data Simulation. *Climate*, 5(2), 26. <https://doi.org/10.3390/cli5020026>
- Milly, P. C. D., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R. M., Kundzewicz, Z. W., Lettenmaier, D. P., & Stouffer, R. J. (2008). Stationarity Is Dead: Whither Water Management? *Science*, 319(5863), 573-574. doi: 10.1126/science.1151915
- Montalvo, C. & Francés, F. (2017). Análisis integral del impacto del Cambio Climático en los regímenes de agua, crecidas y sedimentos de una rambla mediterránea. *Ingeniería del Agua*, 21, 263.
- Naulet, R., Lang, M., Ouarda, T., Coeur, D., Bobee, B., Recking, A., & Moussay, D. (2005). Flood frequency analysis on the Ardeche river using French documentary sources from the last two centuries. *Journal of Hydrology*, 313(1-2), 58-78. doi: 10.1016/j.jhydrol.2005.02.011
- Rodríguez-Lloveras, X., Bussi, G., Francés, F., Rodríguez-Caballero, E., Solé-Benet, A., Calle, M., & Benito, G. (2015). Patterns of runoff and sediment production in response to land-use changes in an ungauged Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology*, 531, 1054-1066. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.11.014>
- Rodríguez-Lloveras, X., Buytaert, W., & Benito, G. (2016). Land use can offset climate change induced increases in erosion in Mediterranean watersheds. *Catena*, 143, 244-255. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2016.04.012>
- Segura-Beltrán, F. S. (2006). Las inundaciones de la Plana de Castelló. *Cuadernos de Geografía*, 79, 75-100.
- Segura-Beltran, F. S. & Camarasa, A. (1996). Balances hídricos de crecidas en ramblas mediterráneas: Pérdidas hídricas. En Marzol, M. V. D. & Valladares, P. (eds.). *Clima y Agua: La Gestión de un Recurso Climático* (pp. 235-245). San Cristóbal de la Laguna: La Laguna University.
- Segura-Beltran, F. S. & Pardo-Pascual, J. E. (2019). Fan Deltas and Floodplains in Valencian Coastal Plains. En Morales, J. A. (ed.). *The Spanish Coastal Systems: Dynamic Processes, Sediments and Management* (pp. 489-516). Switzerland AG: Springer Nature.
- Simón, J. L., Pérez-Cueva, A. J., & Calvo-Cases, A. (2013). Tectonic beheading of fluvial valleys in the Maestrat grabens (eastern Spain): insights into slip rates of Pleistocene extensional faults. *Tectonophysics*, 593, 73-84. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.026>
- Sociedad General de Riegos (1925). *Pantano de Maria Cristina, Castelló de la Plana*. Castelló, Imprenta de Francisco Segarra.
- St. George, S., Hefner, A. M., & Avila, J. (2020). Paleofloods stage a comeback. *Nature Geoscience*, 13(12), 766-768. doi: 10.1038/s41561-020-00664-2

- Verdin, A., Rajagopalan, B., Kleiber, W., & Katz, R. W. (2015). Coupled stochastic weather generation using spatial and generalized linear models. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 29(2), 347-356. doi: 10.1007/s00477-014-0911-6
- Villarini, G., Smith, J. A., Serinaldi, F., Bales, J., Bates, P. D., & Krajewski, W. F. (2009). Flood frequency analysis for nonstationary annual peak records in an urban drainage basin. *Advances in Water Resources*, 32(8), 1255-1266. doi: <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2009.05.003>
- Whipple, K. X., Snyder, N. P., & Dollenmayer, K. (2000). Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. *Geology*, 28(9), 835-838. doi: 10.1130/0091-7613(2000)28<835:rapobi>2.0.co;2
- Zahn, M. & von Storch, H. (2010). Decreased frequency of North Atlantic polar lows associated with future climate warming. *Nature*, 467(7313), 309-312. doi: 10.1038/nature09388.

Cómo citar este artículo:

Benito, G., Beneyto, C., Aranda, J. Á., Machado, M.ª, Francés, F., & Sánchez-Moya, Y. (2021). Inundaciones y cambio climático: certezas e incertidumbres en el camino a la adaptación. *Cuadernos de Geografía*, 107, 191-216. <https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21424>



Este obra está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-SinObraDerivada 4.0 Internacional.

J. HORACIO GARCÍA^{a,b}
AUGUSTO PÉREZ-ALBERTI^c

APROXIMACIÓN A LA IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE RÍOS EN ROCA A ESCALA REGIONAL MEDIANTE VARIABLES TOPO- GEOMORFOLÓGICAS (GALICIA, NOROESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA)

RESUMEN

Las clasificaciones de ríos son un procedimiento técnico de utilidad para simplificar la realidad y discriminar tipos con características homogéneas. El ensayo experimental que se presenta en este trabajo, desarrollado sobre la red fluvial de Galicia, tiene el objetivo de combinar sistemas de información geográfica y tres variables topo-geomorfológicas (litología, pendiente y densidad de fracturas) para identificar potenciales tramos de ríos en roca. El método aplicado se estructuró en cuatro etapas secuenciales: (i) inventario de tramos en roca, (ii) caracterización de los tramos inventariados, (iii) tipificación de la red de drenaje y (iv) validación del método aplicado. Los resultados obtenidos arrojan una primera cartografía de probabilidad de presencia de ríos en roca para más de 30.000 km de cauces. Un 37 % de la red tiene una probabilidad alta de ser río en roca y un 21 % una probabilidad baja o nula. El 42 % restante se mueve en una probabilidad media. Conocer la distribución espacial de este tipo de ríos debería ser de utilidad para los organismos de cuenca y el establecimiento de protocolos de actuación que consideren, primero, las características de los ríos en roca en la gestión de las masas de

a Departamento de Geografía, Universidad de Santiago de Compostela. Praza da Universidade, 1. 15703 Santiago de Compostela, A Coruña. horacio.garcia@usc.es. <https://orcid.org/0000-0002-3116-015X>.

b Laboratorio de Tecnología Ambiental, Instituto de Investigaciones Tecnológicas, Universidad de Santiago de Compostela. Campus Vida, s/n. 15782 Santiago de Compostela, A Coruña.

c Departamento de Edafología y Química Agrícola, Facultad de Biología. Campus Vida, s/n. 15782 Santiago de Compostela, A Coruña. <https://orcid.org/0000-0001-7428-4622>.

Fecha de recepción: 03-08-2021. Fecha de aceptación: 29-12-2021.

agua por su singularidad y repercusión en la dinámica del río y, segundo, el florecimiento de figuras de protección basadas en la geodiversidad.

PALABRAS CLAVE: geomorfología fluvial; clasificación fluvial; SIG; planificación.

APPROACH FOR THE IDENTIFICATION AND CHARACTERIZATION OF BEDROCK RIVERS ON A REGIONAL SCALE USING TOPO-GEOMORPHOLOGICAL VARIABLES (GALICIA, NW IBERIAN PENINSULA)

ABSTRACT

River classifications are a useful technical procedure to simplify reality and discriminate into types with homogeneous characteristics. The experimental test presented, developed on the Galician fluvial network, try to combine Geographic Information Systems and three geomorphological variables (lithology, slope, and density of fractures) to identify potential reaches of rivers over rock. The method used was structured in four sequential stages: (i) inventory of bedrock river sites, (ii) characterization of the inventoried sites, (iii) typification of the drainage network and (iv) method validation. The results achieved provide a first mapping to know the probability to exist a bedrock river (reach) for more than 30.000 km of channels. 37% of the network has a high probability of being a bedrock river and 21% a low or no probability. The remaining 42% move at medium probability. Spatial distribution by type of rivers should be useful for basin authorities and that their protocols which consider, firstly, the characteristics of bedrock rivers due to their singularity and repercussion on the dynamics of the river, and, secondly, the flourishing of rules to protect the geodiversity.

KEYWORDS: fluvial geomorphology; river classification; GIS; land planning.

INTRODUCCIÓN

Los ríos en roca se distinguen de los ríos aluviales por presentar un porcentaje de roca expuesta superior al 50 % (Tinkler & Wohl, 1998), aunque otros autores hablan de porcentajes más elevados (Montgomery & Buffington, 1997). Bajo un marco teórico, los ríos en roca son el opuesto a los ríos coluviales, caracterizados estos últimos por una capacidad de transporte limitada y un elevado aporte de sedimentos (Montgomery & Buffington, 1997). Entre ambos modelos de ríos aparecen los de tipo aluvial, definidos por presentar material no cohesivo que se desplaza libremente.

En términos de procesos de dinámica sedimentaria, en los ríos en roca (en adelante, ReR), erosión y transporte son generalmente más importantes que producción (i. e., capacidad de un río para generar sedimentos por meteorización y erosión del lecho) y almacenamiento (i. e., escasa presencia de sedimentos) (Wohl, 2015), mientras que, por el contrario, en los ríos aluviales, producción y almacenamiento están más presentes que erosión y transporte. A diferencia de ríos totalmente aluviales, la morfología de aquellos horadados en roca refleja las interacciones entre procesos erosivos y la resistencia del sustrato por el que transitan. Sobre estas concepciones teóricas se alternan multitud de

situaciones intermedias derivadas de las diversas variedades energéticas y granulométricas de los ReR (Ortega, 2010) o, por ejemplo, cómo durante las crecidas erosión y transporte dominan sobre producción y almacenamiento en los ríos aluviales (Whipple et al., 2013).

Las singularidades geomorfológicas de los ReR los convierten en ríos con un elevado valor ecológico, escénico, paisajístico y de interés recreativo. A diferencia de los ríos aluviales, los ReR han sido a nivel global los grandes olvidados de la geomorfología fluvial (Garzón, 2010). En el caso de Galicia, son todavía escasos los trabajos tanto sobre dinámica geomorfológica fluvial como sobre ríos en roca, aunque destacan algunos de tipo descriptivo (Pérez-Alberti, 1982, 1985), otros sobre formas graníticas (Álvarez-Vázquez & De Uña-Álvarez, 2017; De Uña-Álvarez et al., 2014, 2009), u otros que incluyen los ReR como parte de procesos de clasificación (García, 2014). La obra referencia de los ríos en roca de la Península Ibérica (Ortega & Durán, 2010) no incluye Galicia, posiblemente por esta falta de estudios sobre los ReR a pesar de contar con una representación rica y variada. Este vacío, no subsanado en la última década, debe suponer un reto y una necesidad a la que este artículo trata de contribuir.

El objetivo del estudio, en consecuencia, consiste en aplicar una metodología apoyada en sistemas de información geográfica (SIG) que permita discriminar entre ríos potencialmente en roca de los que potencialmente no lo son. La interpretación de las características de los ReR es muy dependiente de la escala (Gómez-Heras et al., 2019), pudiéndose estudiar desde una microescala (milimétrica-centimétrica) a otra macro (de metros 10^0 - 10^2 a kilómetros 10^2 - 10^4 km²). En este trabajo nos centramos en una tipificación de la red de drenaje de Galicia, por lo tanto, en unos valores que se podrían situar entre 10^2 - 10^3 m a tenor del material cartográfico empleado para el desarrollo metodológico (ver sección correspondiente).

A lo largo del estudio se abre también una discusión sobre la importancia de conocer dónde se ubican los ReR, por la repercusión que tienen en la dinámica geomorfológica de un río en su recorrido longitudinal (Goldrick & Bishop, 1995). Pero también por la necesidad de que sean considerados desde los planes hidrológicos de cuenca por su singularidad y repercusión en la dinámica del río. Esto ayudará a un mejor manejo y gestión de los ReR, por cuanto se trata de tramos muy singulares donde los cambios son difícilmente reversibles, y en los que, además, los tiempos de respuesta son diferentes a los sistemas aluviales convencionales.

ÁREA DE ESTUDIO

Galicia está situada en el noroeste de la Península Ibérica (ver figura 2). Su relieve se caracteriza por una topografía contrastada entre áreas dominadas por la horizontalidad y otras en las que la verticalidad de las laderas es dominante. Este hecho se debe a la existencia de una amplia red fluvial que corta antiguos niveles de aplanamiento, lo que ha dado lugar a numerosos valles que se han encajado en el terreno debido a intensos procesos de antecedencia, puestos en marcha desde mediados del Cenozoico hasta los inicios del Cuaternario, pero que continúan en la actualidad. De este modo, superficies aplanadas, depresiones tectónicas y valles fluviales se encadenan en el territorio, desde la costa hasta los más de 2.000 m que se alcanzan en las sierras orientales (Pena Trevinca 2.124 m; Cuiña, 1.998 m).

Litológicamente, domina un substrato rocoso de edad precámbrica, compuesto fundamentalmente por rocas ígneas y metamórficas. Se pueden diferenciar tres amplias bandas que se alargan de norte a sur: la occidental, la central y la oriental. En la primera dominan las rocas graníticas, concretamente los granitos de dos micas y las granodioritas, junto con pequeños afloramientos de gabros. En la segunda, junto a algún pequeño afloramiento de granito de dos micas, sobresale el complejo metamórfico de rocas máficas y ultramáficas de Cabo Ortegal y los esquistos de Ordes. La tercera es el dominio de las rocas metamórficas, caso de las pizarras, gneis y cuarcitas, con pequeños afloramientos de calizas y dolomías. Los materiales se encuentran intensamente fracturados por un amplio sistema de discontinuidades que siguen direcciones NE-SO, NO-SE y O-E. Las fracturas se relacionan con la orogenia varisca y con la alpina, y condicionan de manera evidente el sistema de drenaje fluvial (Pérez-Alberti, 1993).

La situación de Galicia en latitudes medias propicia la existencia de evidentes contrastes climáticos entre la costa, en donde se pueden superar los 2.500 mm de precipitación anual, y el interior, en donde existen sectores que no llegan a los 800 mm. Las temperaturas oscilan entre los 15 °C de media en el interior, especialmente en el valle del Sil, y los 13 °C de la costa. Otro dato significativo es la oscilación térmica, que se sitúa en los 9 °C en la costa y en los 15 °C en las comarcas del sudeste. Todo ello provoca importantes cambios en la existencia de agua en las cuencas, y destaca una fuerte aridez estival en la cuenca del Sil.

La red hidrográfica está dominada por un modelo dendrítico, pero con alguna connotación subdendrítica o incluso áreas con presencia de modelos rectangulares. En cuanto al caudal, el flujo superficial está presente todo el año sin, por lo general, la presencia de un periodo de estiaje tan profundo como para llegar a secar los cauces. El régimen hidrológico de la mayor parte de los ríos de Galicia se caracteriza por un intenso periodo de aguas altas en otoño e invierno y aguas bajas en verano (tipo de régimen pluvial oceánico, a excepción de las áreas más montañosas, que tienen cierta innivación). El prototipo de curva representativa del régimen hidrológico presenta una fase de aguas altas en enero-febrero, seguido de un leve segundo rebrote a finales de abril-mayo, que sirve para frenar ligeramente el lánguido descenso de caudal que se experimenta durante la primavera. El caudal alcanza su punto más crítico en los meses de agosto y septiembre. A partir de la primera quincena de diciembre se llega, generalmente, al módulo medio, valor que se mantiene hasta, aproximadamente, el mes de mayo (Rodríguez, 2001).

MÉTODO Y DATOS

Procedimiento de trabajo

Marco conceptual

Las formas del terreno generadas por los sistemas fluviales son consecuencia directa de los “elementos control”: estructura (tectónica + litología) y clima. Su combinación con el tiempo y la acción antrópica han ido configurando lo que se podría denominar como “topografía fluvial” (i. e., formas del relieve características, pendiente, geometría del valle). A grandes rasgos, la “topografía fluvial” de los ríos en roca suele responder a paisajes agrestes, encajados y estrechos, con un marcado dominio de la

verticalidad sobre la horizontalidad. Entre litología y topografía hay una estrecha relación, de modo que las formas erosivas que predominan una determinada litología son inherentes a sus características isotrópicas y condiciones climáticas. Se entiende entonces que, ante las mismas condiciones climáticas y estructurales, un paisaje calizo sea muy diferente a un paisaje granítico.

Las condiciones climáticas juegan un importante papel en el desarrollo de las formas fluviales de los ríos en roca. No obstante, para este trabajo, no se considera el clima como una variable generadora de ríos en roca, sino como una variable modeladora que actúa sobre una estructura previamente definida. La génesis de los ríos en roca recae, en consecuencia, sobre la estructura (tectónica + litología). Por tectónica nos referimos a los agentes de la geodinámica interna causantes de la disposición y las dimensiones del paisaje. Es decir, por ejemplo, en la Sierra del Courel, ubicada al sur de la provincia de Lugo, las grandes líneas del relieve, como dirección de los valles y de los interfluvios e inclinación de las laderas, están marcadas por la combinación de pliegues y fracturas (estructura tectónica). La incisión fluvial aprovechó las zonas de debilidad para labrar una intensa red sobre roca.

Desde una perspectiva metodológica, para este trabajo hemos seguido un procedimiento inductivo-deductivo. En una primera etapa (método inductivo), identificamos desde gabinete y campo tramos rocosos según el criterio fijado por Tinkler & Wohl (1998) y analizamos sus características para extraer los descriptores geomorfológicos preponderantes (figura 1). En una segunda etapa (procedimiento deductivo), se aplicaron los descriptores previamente definidos para predecir potenciales tramos de ReR.



Figura 1. Ejemplo de diversos tramos de río en roca (ReR) en Galicia: (1) río Sor, (2) río Lor, (3) río de Vilameá, (4) río Homem (Portugal, en frontera con Galicia), (5) río de Tronceda y (6) río Guilfonso.

Flujo de trabajo

El procedimiento de trabajo está estructurado en cuatro etapas, con un orden de ejecución secuencial.

1. Inventario de tramos en roca. El procedimiento consistió en un vaciado de sitios potenciales a partir de diversas fuentes bibliográficas (García, 2014; Muñiz de las Cuevas & Fontenla, 2009; Muñiz de las Cuevas, 2001, 2006) y digitales (Frade, 2021). Este conjunto de fuentes se basa, principalmente, en catálogos deportivos de descenso de barrancos y guías de turismo de naturaleza. También se hizo un filtrado en la página web Wikiloc (*mashup* para almacenar y compartir rutas georreferenciadas) empleando el término “fervenza” (“cascada” en idioma gallego) y “poza(s)”. Posteriormente, se consideraron como ReR aquellos sitios que cumplieron alguna de las siguientes condiciones: (i) identificarse nítidamente a partir de las ortofotos de máxima actualidad del Instituto Geográfico Nacional (puntualmente con apoyo en Google Earth), (ii) disponer de imágenes *in situ* del sitio que se verifique que es un sector en roca según los criterios científicos establecidos para su designación, y (iii) por conocimiento propio de los autores y/o visitas de campo. Los sitios seleccionados van desde *knickpoints* a otros con una longitud de tramo en roca superior a los 1.000 m.
2. Caracterización de los ReR inventariados. Se emplearon como variables caracterizadoras litología (L), pendiente (P) y densidad de fracturas (F). Según el tipo de dato, las tres variables caracterizadoras son de naturaleza diferente. La variable litológica es de tipo cualitativo nominal (politómica), mientras que pendiente y densidad de fracturas son variables cuantitativas discretas. Para poder medir la relación entre variables, fue necesario convertir las segundas a variables de tipo nominal. A través del algoritmo de agrupación jerárquica de Ward se fijaron grupos (categorías) con características similares para las variables cuantitativas. Posteriormente, por medio de la prueba estadística chi-cuadrado se analizó la relación de dependencia entre las variables, en donde la hipótesis nula (H_0) sugiere que las variables son independientes y la hipótesis alternativa (H_a) que estas están asociadas (un rechazo de H_0 señala que las variables están asociadas). En último lugar, los grupos salientes fueron relacionados con el tipo litológico mediante tablas de contingencia y análisis de correspondencias.
3. Tipificación de la red de drenaje. Se establecieron tres niveles de probabilidad de presencia de ReR (alta, media, baja). Se consideró como probabilidad alta al grado de asociación más intenso recogido en el análisis de componentes múltiple realizado. La probabilidad baja se asoció a las categorías litológicas no presentes en los ReR seleccionados, independientemente de su pendiente o densidad de fracturación. Los tramos con probabilidad media se obtuvieron por exclusión. Mediante la intersección espacial de la red de drenaje sobre las tres variables se pudo saber para cada kilómetro de río su tipo litológico, pendiente y densidad de fracturación, los cuales fueron reclasificados siguiendo el criterio de probabilidad establecido.
4. Validación del método. La tipificación de la red de drenaje se validó analizando los resultados obtenidos para el Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel.

El Geoparque alberga una amplia red de drenaje de ReR, lo que ha servido para fijar una comparativa de calidad.

Datos

Modelo digital del terreno

Se confeccionó un modelo digital del terreno (MDT) 5×5 m para toda el área de estudio mediante la creación de un mosaico con los modelos MDT05 del Instituto Geográfico Nacional (IGN). A partir del MDT05 se obtuvo el producto derivado modelo digital de pendiente (MDP05) en grados. El MDT05 fue redimensionado mediante un procedimiento bilineal a nuevos ráster con tamaño de píxel 25×25 m, 100×100 m y 500×500 m, de los que también se obtuvieron los correspondientes modelos digitales de pendientes (MDP). Las diferentes resoluciones espaciales se emplearon para comparar cuál de ellas es la de uso más adecuado según las finalidades del estudio.

Litología

Los datos litológicos utilizados se corresponden con la serie MAGNA del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) a escala 1:50.000. La cartografía original contiene para la zona de estudio trece unidades litológicas clasificadas según diferentes variables (e. g., tipo de roca, edad, grado de permeabilidad, alterabilidad). Los datos fueron suministrados en una capa vectorial SIG.

Fracturas

Los datos referidos a fracturas se obtuvieron del mapa geológico del IGME, de manera que aquellas con una dimensión menor a 200 m fueron eliminadas (Pérez-Alberti et al., 2013; De Vicente & Vegas 2009). Posteriormente se cartografiaron nuevas fracturas (García, 2014) a partir del sombreado de los modelos digitales del terreno ASTER y SRTM (para seguir el mismo procedimiento empleado por Pérez-Alberti et al., 2013). Esta identificación se ha ido desarrollando a escala 1:65.000 siguiendo las mallas 1:25.000 del Mapa Topográfico Nacional (MTN25). La unificación de las tres fuentes de fracturas suma un total de ~ 19.600 km, de los cuales el 52 % pertenece al IGME, el 30 % a García (2014) y Pérez-Alberti et al. (2013), y el 18 % a De Vicente & Vegas (2009).

En último lugar, se calculó la densidad de fracturas por kilómetro cuadrado. Para ello, se estimó mediante una operatoria con SIG la densidad de líneas en una vecindad asociada a una circunferencia de 50 km^2 , lo que supone utilizar un radio de búsqueda de ~ 4.000 m (área circunferencia = $(50 / \pi)^{1/2} \times 1.000$).

Red hidrográfica

Se empleó la red hidrográfica oficial del Instituto de Estudios do Territorio (denominado anteriormente SITGA) desarrollada a escala 1:25.000 y en formato vectorial SIG. La red presenta una longitud total de ~ 31.000 km. Los tramos artificializados por embalses fueron eliminados (~ 2 % del total).

RESULTADOS

Cartografía base y acondicionamiento estadístico

Localización de ríos en roca (inventariado)

Se localizaron un total de 86 ReR para la zona de estudio según el procedimiento de búsqueda señalado y el cumplimiento de condiciones propuesto para ser ReR (anexo A). Para las características de pendiente y densidad de fracturación se emplearon los 86 ReR, pero 84 para los análisis que incluyen la litología al retirarse los ReR del tipo gabro (rocas máficas y ultramáficas) por su baja representatividad (<3 %) (figura 2). Igualmente, cinco ReR fueron recategorizados a rocas graníticas y metamórficas, cuatro del tipo depósitos detríticos cuaternarios y uno del tipo roca filoniana, al no corresponderse, por cuestiones de escala, con la asignación otorgada por el mapa geológico.

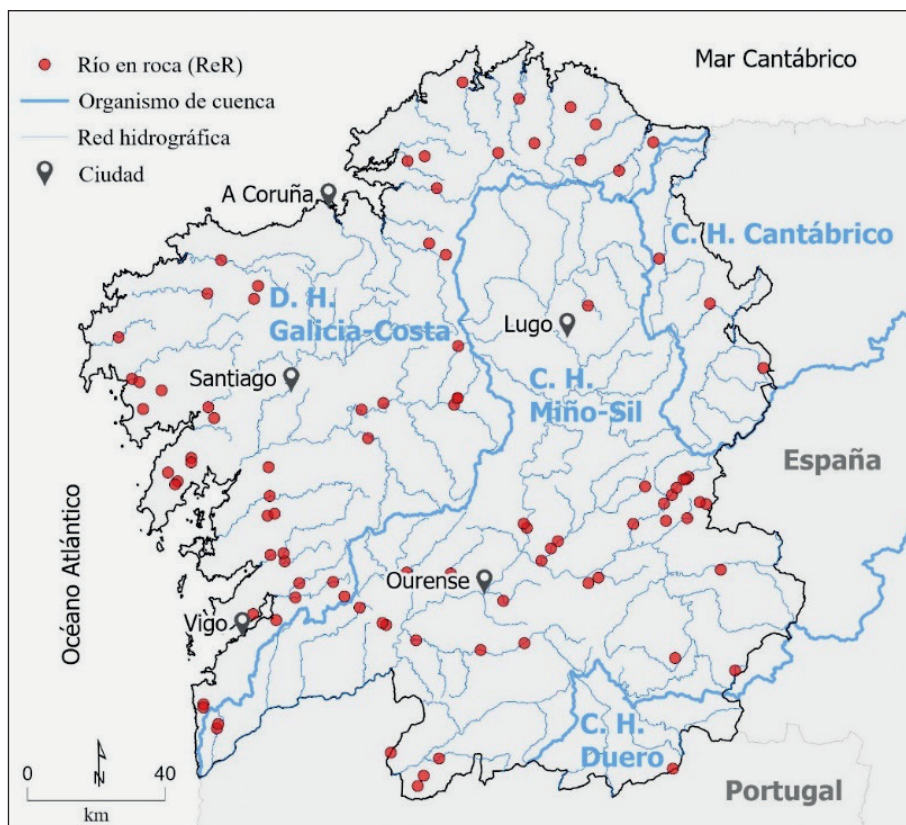


Figura 2. Distribución de los tramos en roca (ReR) localizados en el área de estudio (ver también anexo A).

Atendiendo a aspectos administrativos, la distribución de los ReR por organismo de cuenca arroja que 48 % pertenecen a la Demarcación Hidrográfica Galicia-Costa, 43 % a la Confederación Hidrográfica Miño-Sil y 10 % a otras (Cantábrico, Duero y Limia).

Cartografía de las variables topo-geomorfológicas litología, pendiente y fracturas

En la figura 3 se recoge la cartografía de las variables geomorfológicas empleadas. La litología se simplificó en cinco grandes unidades, mientras que pendiente y densidad de fracturas se presentan clasificadas en tres categorías.

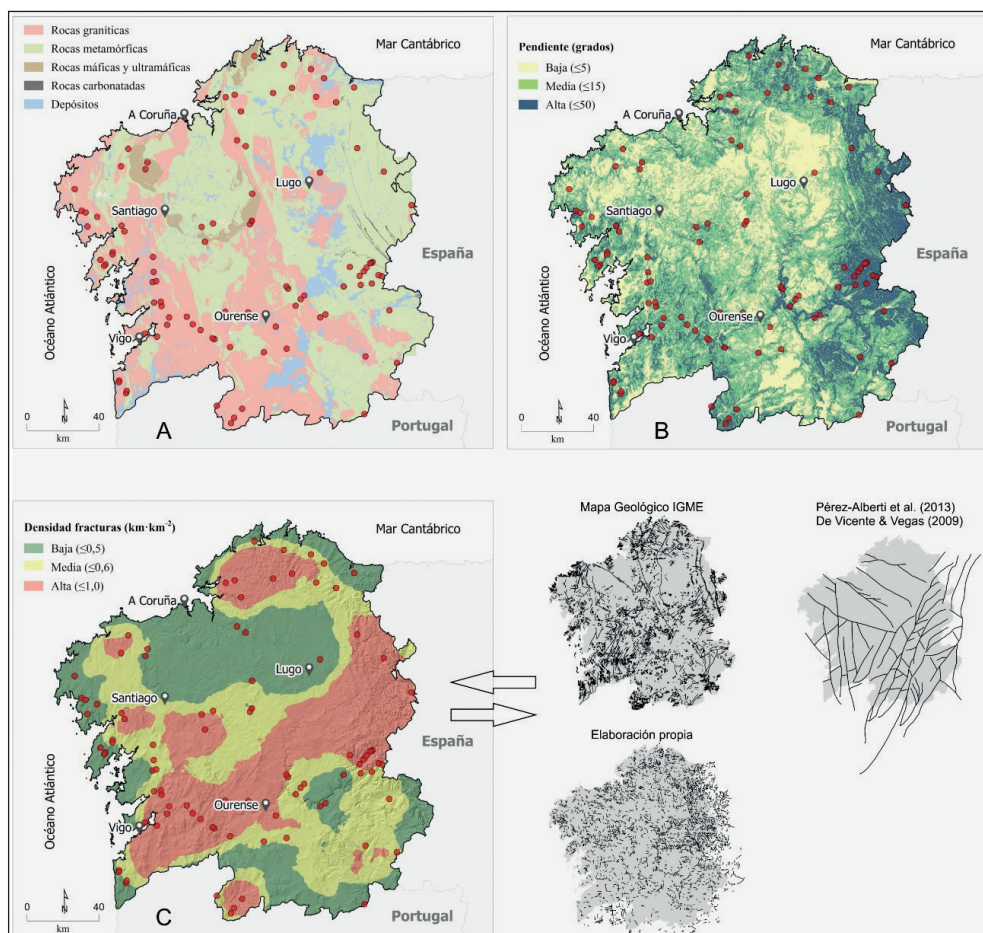


Figura 3. (A) Mapa litológico simplificado, (B) mapa de pendientes reclasificado a tres niveles y (C) mapa de densidad de fracturas desarrollado a partir de la fusión de todas las fracturas inventariadas.

Categorización de las variables cuantitativas (pendiente y fracturas)

La variable litológica es, como se señaló, de tipo cualitativo nominal. Las variables cuantitativas pendiente y densidad de fracturas se organizaron en cuatro categorías según el análisis de clasificación jerárquica aplicado (figura 4). Cada una de estas categorías presenta unas características de pendiente y densidad de fracturas internamente homogéneas pero claramente diferenciables de las otras.

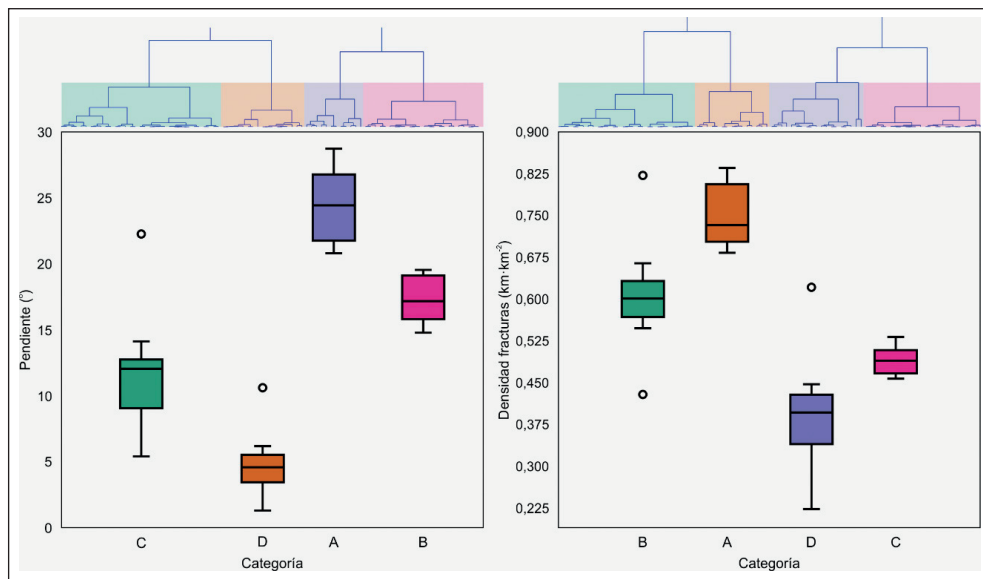


Figura 4. Clasificación y características de los ríos en roca a partir de sus valores de pendiente y densidad de fracturas.

Las categorías A agrupan los valores más elevados y las D, los más bajos (figura 4). Así, por ejemplo, los ReR pertenecientes al grupo A de pendiente presentan un valor medio de 24°, con máximos ligeramente inferiores a 30° y mínimos de ~21°. La categoría D, ubicada en el extremo opuesto, tiene un valor medio de 5°. En el caso de la variable densidad de fracturas, las categorías A y D generan un gradiente que se mueve entre valores medios de 0,8 y 0,4 km·km⁻², respectivamente.

Caracterización de los tramos en roca

Análisis exploratorio

En términos litológicos, solo las regiones graníticas y metamórficas tienen presencia de ReR, que a su vez se dividen, por una parte, en granito alcalino y calcoalcalino y, por otra, en gneis, pizarra (y cuarcita) y esquisto (tabla 1). Los ReR graníticos representan el 56 %, perteneciendo el 40 % al tipo

litológico granito alcalino. Los ReR metamórficos están dominados por las pizarras (19 % del total), seguido de los esquistos (13 %) y gneis (12 %).

Tabla 1. Características de los ríos en roca según litología, pendiente y densidad de fracturas. Los tipos A-B-C-D de las variables pendiente y densidad de fracturas se corresponden con los tipos salientes de la clasificación clúster (ver figura 4).

Pendiente (categorías)	Roca granítica (% ReR)		Roca metamórfica (% ReR)			Total
	Granit. alcalino	Granit. calcoalc.	Gneis	Pizarra	Esquisto	
A (alta)	36	0	55	0	9	11
B	38	13	17	17	17	24
C	47	28	6	3	16	32
D (baja)	35	6	18	29	12	17
Total	34	13	10	16	11	
Dens. fracturas (categorías)						
A (alta)	43	0	7	29	21	14
B	34	17	14	21	14	29
C	39	22	13	17	9	23
D (baja)	50	17	11	11	11	18
Total	34	13	10	16	11	

Las pendientes altas (categorías A y B: $\pm >15^\circ$) representan el $\sim 40\%$ de los ReR, mientras que las zonas con densidades de fracturas altas (categorías A y B: $\pm >0,6 \text{ km}\cdot\text{km}^{-2}$) y bajas acaparan el 50% cada una (tabla 1). Las categorías intermedias de ambas variables (B y C) son las que recogen el mayor número de ReR.

Relación entre variables topo-geomorfológicas

El empleo de tablas de contingencia sirvió para analizar la asociación de las tres variables y determinar que el valor de p (alfa = 0,05) entre P (pendiente) y F (densidad de fracturación) (0,656), P y L (tipo litológico) (0,041) y F y L (0,522) no es significativo. Se cumple, por lo tanto, la hipótesis nula que señala la independencia de las variables, es decir, la densidad de fracturación (F) no es dependiente de la intensidad de la pendiente (P) o el tipo litológico (L) analizado (rocas graníticas y metamórficas), de igual modo que tampoco lo es la pendiente. La prueba no paramétrica de Spearman también apunta en esta dirección para P y F (-0,01).

Es preciso señalar que la relación de independencia entre variables no alude al conjunto del territorio de Galicia, sino que lo hace a las características de los ReR analizados. Estos se encuadran, por lo general, en una “topografía fluvial” concreta. Por ello, es importante poner en contexto los valores de las variables

que caracterizan los ReR con los datos del conjunto de la zona de estudio (P para Galicia: de 0° a 52°, con una media de 8,7°; F de 0,124 km·km⁻² a 1,0024 km·km⁻², con una media de 0,536 km·km⁻²).

El análisis de correspondencias múltiple entre las tres variables geomorfológicas (figura 5) sugiere que es la variable L la que presenta mayor carga discriminativa, seguida de P y F. Por categorías, se observa una buena asociación de los ReR sobre pizarras con P y F muy elevadas. Los granitoides dominan en ambientes con P y F más bajas. La asociación de los ReR sobre esquistos muestra una aproximación a valores también elevados de P y F. Los ReR sobre gneis no reflejan una correspondencia nítida con algunas de las categorías de P y F.

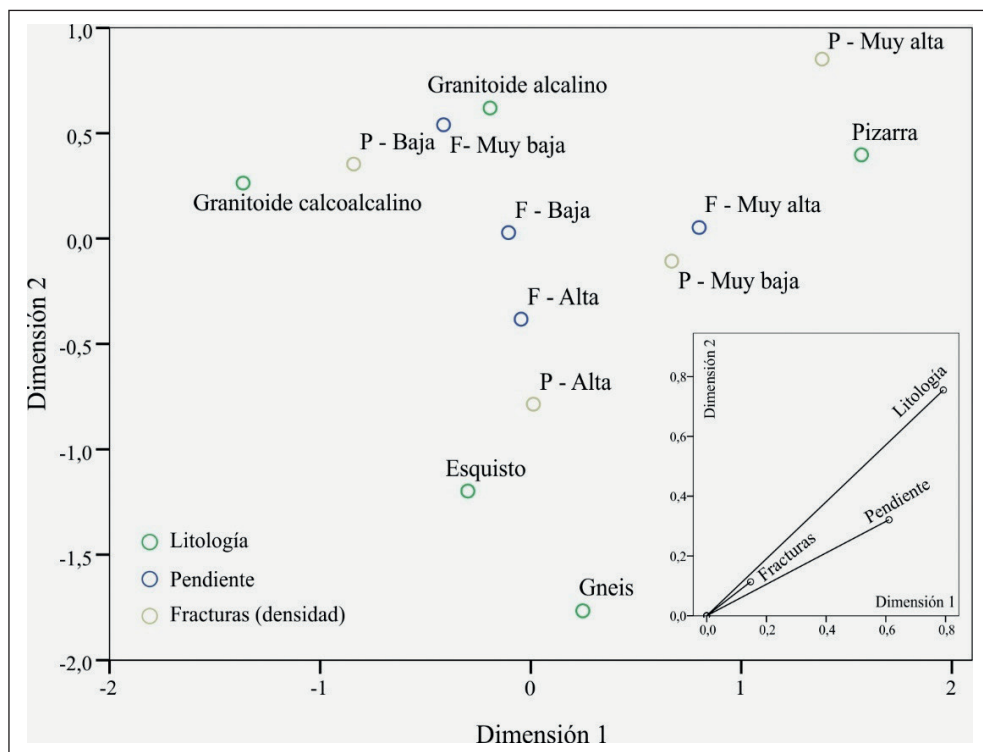


Figura 5. Gráfico de asociación entre las variables topo-geomorfológicas litología (L), pendiente (P) y densidad de fracturas (F). En la parte inferior derecha se muestra un gráfico con las medidas de discriminación para las tres variables.

Tipificación de la red de drenaje

La red de drenaje de la zona de estudio se tipificó en tres niveles de probabilidad de presencia de ReR (figura 6). En total, se cartografiaron más de $31 \cdot 10^3$ km de ríos, de los cuales el 37 % tiene una probabilidad alta de ser un ReR, el 42 % una probabilidad media, y el 21 % una probabilidad baja o nula, especialmente las zonas dominadas por depósitos. Los tres tipos aparecen distribuidos por toda el área de estudio, aunque también se pueden observar áreas con cierta extensión dominadas por algún tipo en concreto. La mayor concentración de tramos con probabilidad alta aparece en el sector oriental del área de estudio.

Los sectores con sedimentos cuaternarios y terciarios no consolidados es poco probable que alberguen ríos en roca (Hayakawa & Oguchi, 2006). Por el contrario, áreas con dominio de batolitos graníticos (por citar un ejemplo) tienen una alta probabilidad de presentar ReR. Es también poco probable que un ReR transite por fondos de valle amplios, aunque puntualmente pueda hacerlo por afloramiento de alguna superficie, ya sea de modo natural como inducida por un impacto antrópico (p. e., Ferrer-Boix & Martín-Vide, 2019).

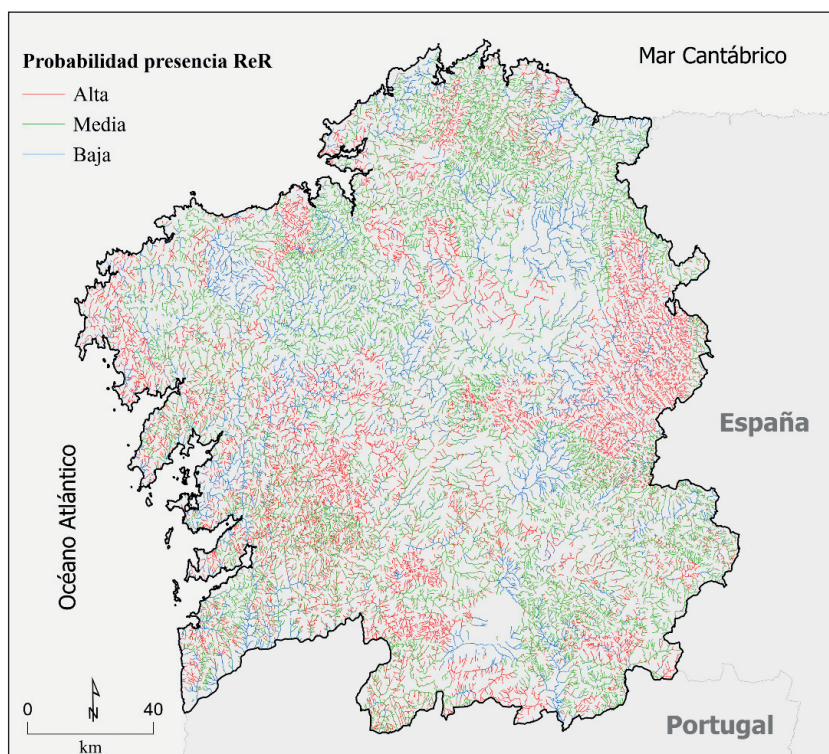


Figura 6. Tipificación de la red de drenaje de Galicia según la probabilidad de presencia de río en roca (ReR).

Validación

Se empleó la red de drenaje comprendida dentro del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas del Courel (~580 km²) para validar los resultados (figura 7). De los ~800 km de ríos que engloba el Geoparque, menos de un 15 % se clasifica con una probabilidad baja o nula de albergar tramos en roca. Estos tramos se ubican fundamentalmente en los ríos Quiroga y Lor. El sector noroccidental del Geoparque concentra el mayor número de kilómetros de ríos con alta probabilidad de ser ReR.

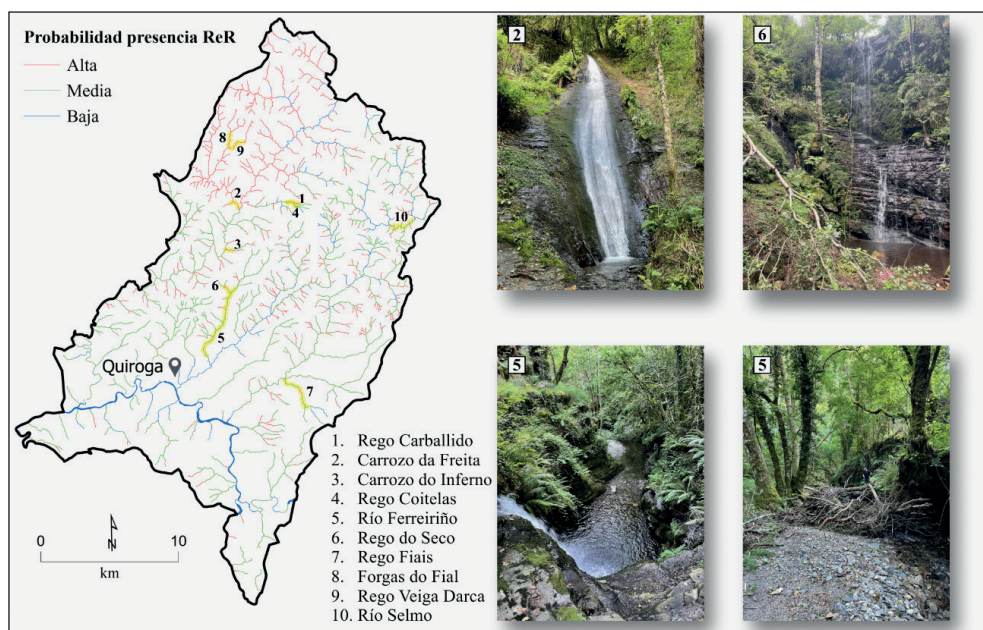


Figura 7. Tipificación de la red de drenaje en el Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas del Courel. Se señalan en amarillo algunos de los principales cañones y barrancos de tipo río en roca (ReR).

La red de cauces seleccionada (figura 7) es prácticamente en su totalidad de tipo ReR. Los resultados muestran que ninguno de los tramos presenta una probabilidad baja de ser ReR. Los ríos Carrozo da Freitas, Forgas do Fial y Rego Veiga Darca son exclusivamente de probabilidad alta. En el resto de los casos se combina una probabilidad alta con otra media.

La presencia de sectores de río con una probabilidad media cuando se tiene constancia de que son ReR la atribuimos, fundamentalmente, a tres características de la variable pendiente. La primera se refiere al tamaño del píxel empleado (100 × 100 m). También se hicieron ensayos con modelos de 25 × 25 m y 500 × 500 m, si bien los primeros son solo válidos para redes de drenaje de un ancho de

cauce muy bajo (casi exclusivamente ríos de orden 1), mientras que, en los segundos, el dato de pendiente queda desvirtualizado para ríos de orden bajo al coger una extensión alejada del propio valle del río. La opción de una resolución de 100×100 m parece adecuada para numerosos ríos de Galicia, aunque para las principales masas de agua (aproximadamente ríos a partir de orden 4-5) el valor de pendiente está infravalorado porque parte del cálculo se corresponde con la propia masa de agua del río. El segundo motivo alude a la ubicación del píxel con respecto al trazado del río, por lo que puede suceder que exista una marcada disimetría respecto al cauce. En esos casos el valor de pendiente pondera más una parte del valle que la otra. La razón de que suceda esto es atribuible a que la red hidrográfica empleada no fue desarrollada a partir del modelo digital del terreno usado. El tercer motivo, de tipo técnico, se refiere a los problemas generados por la vegetación para el desarrollo de modelos digitales del terreno. Buena parte de los ríos de Galicia cuentan con una tupida vegetación. No obstante, este tercer motivo, además de insalvable, consideramos que tiene una influencia baja en la tipificación.

DISCUSIÓN

Fortalezas y debilidades del procedimiento de tipificación

El método propuesto ofrece una primera *tramificación* de la red hidrográfica gallega (figura 6). A tenor de los datos de validación, se puede afirmar, primero, que las variables propuestas para la tipificación resultaron adecuadas para cartografiar tramos con probabilidad de ser ReR; y segundo, que esta aproximación secciona los ríos en tramos con un comportamiento geomorfológico potencialmente parecido (ReR). Trasladado a un ambiente más biológico, cada tipología de tramo estará también más estrechamente vinculada a tipos de hábitats específicos (Kondolf et al., 2016; Bizzi & Lerner, 2012; Montgomery, 1999). La tipificación supone no solo una diferenciación geomorfológica de tipos de río, sino que proporciona un contexto más adecuado para identificar tramos fluviales con condiciones ecológicas similares.

La implementación del procedimiento desde técnicas SIG ha permitido cubrir grandes áreas a bajo coste. No obstante, el resultado final y su calidad están siempre sujetos a una serie de debilidades inherentes al propio diseño de la investigación. La primera alude a los ReR seleccionados. Esto puede suponer un sesgo en los procedimientos estadísticos aplicados si se localizaron más ReR en, por ejemplo, un tipo litológico que en otro. Aunque es un aspecto difícilmente salvable, sí es aconsejable repetir el procedimiento SIG si se aumenta el número de ReR seleccionados y afinar, con ello, más en la tipificación. En este sentido, cabe señalar que para este estudio no se llegó a revisar el recientemente publicado trabajo de Redondas & Ares (2021) sobre barrancos de Galicia y norte de Portugal.

La segunda debilidad responde a la cuestión de por qué las tres variables topo-geomorfológicas seleccionadas son adecuadas para caracterizar ReR. La respuesta más evidente es que el proceso de validación ha ofrecido unos resultados que se pueden calificar como óptimos (buena relación entre alta densidad de fracturas y baja pendiente, y viceversa; Scott & Wohl, 2019). Cada variable empleada, de uso habitual en los estudios de geomorfología fluvial (Charlton, 2008), busca informar sobre una característica topo-geomorfológica relevante. Así, la litología lo hace del comportamiento de la roca frente a la erosión. La

pendiente define el ambiente energético que envuelve al cauce (Knighton, 1998), ejerciendo un control primario en los procesos geomorfológicos a lo largo del río (Notebaert & Piégay, 2013; Ollero, 2007; Nanson & Croke, 1992). Y, por último, la variable densidad de fracturas es un proxy de tasas de erosión y formas del paisaje (Molnar et al., 2007). Las fracturas son el registro visible de las tensiones tectónicas, formadas como respuesta al estrés de las rocas. Selby (1993) las define como cualquier separación que genere espacio o discontinuidad entre materiales. Bajo esta definición englobamos fracturas y fallas, ya que generalmente no hay diferencias en términos de repercusión en los procesos geomórficos, con una tendencia a explotar las fracturas como zonas débiles, independientemente de su mecanismo de formación (Scott & Wohl, 2019). Las fracturas pueden afectar tanto a regiones amplias como a zonas más locales. Precisamente los cambios a escala local son los que caracterizan a los ReR, que muchas veces son solo tramos de unos pocos metros o cientos de metros y suelen estar relacionados con cambios en alguna de las variables geomorfológicas (litológica o fracturación), las cuales, a su vez, derivan en cambios en la tercera (pendiente). Los procesos regionales de formación de fracturas tienden a formar una geometría de fractura más predecible, espacialmente uniforme o que varía gradualmente (Scott & Wohl, 2019).

Geodiversidad fluvial y gestión: una “necesidad necesaria”

Sobre la importancia de identificar ríos (tramos) en roca

Como ya se señaló, los ReR han sido durante décadas los grandes olvidados en detrimento de unos sistemas fluviales aluviales mucho más trabajados (Garzón, 2010). La geodiversidad asociada a este tipo de ríos, poseedores de unas condiciones ambientales particulares, es un valor en sí mismo que debe ser protegido y valorado como elementos del patrimonio geológico (Boothroyd & McHenry, 2019; Ortega et al., 2017, 2019; Ollero, 2017; Gray, 2008).

Los procesos geomorfológicos y sus formas asociadas determinan la estructura de un sistema fluvial (Brierley et al., 2013), y ambos componentes son críticos para la rehabilitación sostenible de los ecosistemas acuáticos (Brierley et al., 2002). En los ríos aluviales, la dinámica y las características geomorfológicas del cauce reflejan las condiciones biofísicas de la cuenca y los procesos que ahí se desarrollan (Simon et al., 2016; Ibisate et al., 2011). No obstante, las condiciones “duras” de los ríos (tramos) en roca actúan como elementos control de la dinámica longitudinal del río (Garzón et al., 2008; Wohl, 1998). Y aunque los lechos de los ríos sean ajustables en dimensión y forma de acuerdo con los cambios en el volumen de agua y sedimentos (Church & Ferguson, 2015), estos procesos llevan ritmos muy diferentes en los ReR (Ortega, 2007).

La eficacia fluvial en los ríos aluviales se logra mediante el reajuste de su anchura (fundamentalmente) y profundidad; sin embargo, en ReR los mecanismos de adaptación difieren. La potencia fluvial (competencia de erosión y arrastre) de los ReR es mayor a las posibilidades verdaderas de evacuación de sedimentos, muy por debajo a causa de la baja carga detrítica presente en esta tipología fluvial (Wohl, 2015). En esta línea, la potencia específica y el tamaño medio de sedimento (d_{50}) son dos de las variables geomorfológicas que mejor responden a la evolución de los procesos y formas de un río a escala de cauce/tramo (Schmitt, 2007; CEN, 2002; Knighton, 1998). Horacio et al. (2017) concluyeron en su

clasificación geomorfológica basada en las variables potencia y tamaño medio del sedimento que los ReR presentan un estilo fluvial propio que se aleja del comportamiento geomorfológico de los ríos aluviales.



Figura 8. Marmita abierta aislada lateral en un tramo granítico (río Ulla en Mácara, Palas de Rei) (izda.) y arranque y arrastre en un sector de roca metamórfica (río Ferreiroiño, Quiroga, O Courel) (dcha.).

Las clasificaciones geomórficas de ríos que más se han utilizado en los últimos años se han basado en el estudio de sus procesos y/o formas (Tadaki et al., 2014), aunque en ocasiones sea complejo definir (o separar) causa y efecto (Kasprak et al., 2016). La forma de un río es el reflejo directo de múltiples procesos que interactúan y, por lo tanto, la forma implica proceso (Kasprak et al., 2016) (i. e., detrás de cada proceso hay una forma asociada). En la figura 8 se recogen dos imágenes de ReR desarrollados sobre material masivo (roca granítica) y sobre material metamórfico. Las formas talladas sobre la roca y los procesos erosivos que las generan son diferentes dado que la morfología es, en efecto, consecuencia del tipo litológico, la estratificación o, entre otros, el diaclasado (Wohl, 1998). En la imagen de la izquierda (figura 8) se muestra una forma cóncava tipo marmita de un tramo dominado por una morfología salto-pozas. En la imagen de la derecha se observan formas erosivas generadas por arrancamiento al aprovechar las fuerzas hidráulicas los planos de estratificación.

La tipificación desarrollada (figura 6) identifica áreas con topografía y litología similares y, por lo tanto, con procesos geomorfológicos, *a priori*, con cierta analogía (Montgomery, 1996). Pero, por otro lado, los ReR también se pueden separar por el tipo litológico (en este estudio roca granítica y roca metamórfica), cuyos mecanismos y formas erosivas cambian. Por todo ello, y en visos de una gestión más adaptada, se hace esencial *tramificar* la red hidrográfica atendiendo a los procesos dominantes y formas asociadas en cada sector del río. Por citar un ejemplo, en los ReR con presencia de marmitas estas pueden actuar como trampas de sedimentos y almacenar materiales tóxicos derivados de actividades aguas arriba o elementos traza como indicadores ambientales (Álvarez-Vázquez & De Uña-Álvarez, 2021).

Mirando a la Directiva Marco del Agua 2000/60/CE

Las herramientas y los procedimientos geomorfológicos son reconocidos por la Directiva Marco del Agua 2000/60/CE (en adelante, DMA) como vitales para el buen funcionamiento ecológico de los ríos. Sin embargo, aunque los criterios geomorfológicos han pasado en los últimos años del campo científico al técnico, las variables hidrogeomorfológicas propuestas por la Directiva son todavía opcionales e insuficientes (Ollero et al., 2003). El método de clasificación propuesto por la Directiva tampoco es válido para recoger toda la diversidad de ambientes fluviales existente, incluso cuando se abordan zonas de estudio relativamente pequeñas como la aquí abordada ($\sim 30 \cdot 10^3$ km²).

El artículo 4 (1) de la DMA señala que los Estados miembros deben: “(...) alcanzar un buen estado de las aguas superficiales a más tardar quince años después de la entrada en vigor de la presente Directiva”. Más de dos décadas después, este objetivo no se ha cumplido en muchos ríos europeos. La ausencia de geomorfólogos en los organismos de administración y gestión probablemente ayudase al incumplimiento de este objetivo (García et al., 2021), aunque consideramos que otro factor clave es la falta de clasificaciones capaces de separar los ríos aluviales de los ReR. En esta línea, los tres ciclos de Planes hidrológicos de cuenca desarrollados hasta el presente raramente hacen mención a ReR como elementos singulares con unas características y dinámicas diferentes a los aluviales. Esta no consideración simplifica la geodiversidad de los ríos y empobrece las propuestas de gestión utilizadas en planes y proyectos de planificación, gestión y restauración.

CONCLUSIONES

Las clasificaciones geomórficas de ríos, como cualquier tipo de clasificación, son un procedimiento técnico de utilidad para simplificar la realidad. Toda clasificación se basa en datos y elecciones subjetivas y conocimiento experto, por lo que, en consecuencia, está sujeta a un proceso de transformación que, de forma inherente, produce lagunas. Estas deben ser tenidas en cuenta, pero no deben ocultar el valor que aportan si logran responder a la pregunta para la que fueron diseñadas.

Los resultados obtenidos en este trabajo son alentadores y arrojan una primera cartografía de probabilidad de presencia de ReR en Galicia. El procedimiento podría replicarse para otros sectores de características lito-estructurales similares. De cara al futuro, y en visos de una mejora del procedimiento, se pretende (i) desarrollar una red de drenaje tomando como base el mismo modelo digital del terreno que se emplee para el cálculo de la pendiente; y (ii) ajustar la resolución espacial del modelo digital de pendientes según el orden del río (a mayor orden jerárquico menor resolución, y viceversa) para evitar una infravaloración del valor real de pendiente. Mirando a nuevas aplicaciones del método, también se proyecta (i) relacionar las características de los ReR aquí descritas con el porcentaje de abundancia de determinados tipos morfológicos de ReR (ver Ortega et al., 2017), y (ii) revalidar el procedimiento en zonas con una mayor diversidad geomorfológica, siguiendo el modelo de Hayakawa & Oguchi (2006).

En suma, es preciso comprender el sistema fluvial en sus diferentes componentes, tanto físicos como biológicos e, incluso, sociales para obtener resultados óptimos. El trabajo aquí desarrollado

debería ser de utilidad para los organismos de cuenca y el establecimiento de protocolos de actuación que consideren, primero, las características de los ReR en la gestión de las masas de agua y, segundo, el florecimiento de figuras de protección basadas en la geodiversidad.

AGRADECIMIENTOS

Nos gustaría agradecer a diferentes personas la ayuda prestada para el buen desarrollo de este artículo. A Alfredo Ollero y Francisca Segura por invitarnos a formar parte de este monográfico. A José A. Ortega Becerril por proporcionar información bibliográfica de interés para el estudio; a Elena de Uña Álvarez por facilitar la ubicación de algunos de los ríos en roca trabajados; a Daniel Ballesteros por la información SIG proporcionada del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel; a Ramón Vila y Martín Alemparte por su colaboración con información diversa sobre los ríos en roca del citado Geoparque; a Raquel Piñeiro Rebolo por su disponibilidad para transferir el conocimiento científico al plano administrativo. También a los/as dos revisores/as anónimos/as que dedicaron tiempo a la revisión y mejora de este artículo.

REFERENCIAS

- Álvarez-Vázquez, M. A. & De Uña-Álvarez, E. (2021). An exploratory study to test sediments trapped by potholes in Bedrock Rivers as environmental indicators (NW Iberian Massif). *Cuaternario y Geomorfología*, 35(1-2), 69-88.
- Bizzi, S. & Lerner, D.N. (2012). Characterizing physical habitats in rivers using map-derived drivers of fluvial geomorphic processes. *Geomorphology*, 169-170, 64-73.
- Boothroyd, A. & McHenry, M. (2019). Old processes, new movements: the inclusion of geodiversity in biological and ecological discourse. *Diversity*, 11(11), 216.
- Brierley, G., Fryirs, K., Cullum, C., Tadaki, M., Huang, H.Q., & Blue, B. (2013). Reading the landscape integrating the theory and practice of geomorphology to develop place-based understandings of river systems. *Progress in Physical Geography*, 37, 601-621.
- Brierley, G., Fryirs, K., Outhet, D., & Massey, C. (2002). Application of the river styles framework as a basis for river management in New South Wales, Australia. *Applied Geography*, 22, 91-122.
- CEN (2002). *A guidance standard for assessing the hydromorphological features of rivers*. Technical Report, CEN.
- Charlton, R. (2008). *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. Nueva York: Routledge.
- Church, M. & Ferguson, R. I. (2015). Morphodynamics: rivers beyond steady state. *Water Resources Research*, 51, 1883-1897.
- De Uña-Álvarez, E., Álvarez-Vázquez, M. A., & Rodríguez, R. (2014). Tipología de formas graníticas en el tramo medio del río Miño (Ourense, Galicia, NW del Macizo Ibérico). En Schnabel, S. & Gómez-Gutiérrez, A. (eds.). *Avances de la Geomorfología en España 2012-2014* (pp. 434-437). Actas XIII Reunión Nacional de Geomorfología. Cáceres.

- De Uña-Álvarez, E., Vidal-Romaní, J. R. & Rodríguez, R. (2009). Erosive forms in river systems. En Romero, A., Belmonte, F., Alonso, F., & López, F. (eds.). *Advances in studies on desertification. Contributions to the International Conference in Memory of Professor J. B. Thornes* (pp. 465-468). Murcia.
- De Vicente, G. & Vegas, R. (2009). Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa–Eurasia limit: Tectonic constraints. *Tectonophysics*, 474, 124-143.
- Ferrer-Boix, C. & Martín-Vide, J. P. (2019). *Estudio morfodinámico del río Bernesga en el tramo comprendido entre la confluencia con el arroyo Valdeposadas y su desembocadura en el río Esla en la provincia de León*. Informe técnico, Universitat Politècnica de Catalunya, Tragsatec, Ministerio para la Transición Ecológica. 216 p.
- Frade, C. (15 de mayo de 2021). Fervenzas de Galicia. <http://fervenzasdegalicia.blogspot.com/>
- García, J. H. (2014). *Geomorfología fluvial en sistemas atlánticos: metodología de caracterización, clasificación y restauración para los ríos de Galicia*. Tesis doctoral, inédita, Universidad de Santiago de Compostela. 565 p. + anexos.
- García, J. H., Ollero, A., Ibisate, A., Fuller, I. C., Death, R. G., & Piégay, H. (2021). Promoting fluvial geomorphology to “live with rivers” in the Anthropocene Era. *Geomorphology*, 380, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107649>
- Garzón, G. (2010). Significado de los ríos en roca y la importancia de su preservación. En Ortega, J. A. & Durán, J. J. (eds). *Patrimonio geológico: los ríos en roca de la Península Ibérica* (pp. 17-36). Madrid: Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie Geológica y Geofísica, 4.
- Garzón, G., Ortega, J. A., & Garrote, J. (2008). Morfología de perfiles de ríos en roca. Control tectónico y significado evolutivo en el Bajo Guadiana. *Geogaceta*, 44.
- Goldrick, G. & Bishop, P. (1995). Differentiating the Roles of Lithology and Uplift in the Steepening of Bedrock River Long Profiles: An Example from Southeastern Australia. *The Journal of Geology*, 103(2), 227-231.
- Gómez-Heras, M., Ortega, J. A., Garrote, J., Fort, R., & López-González, L. (2019). Morphometric measurements of bedrock rivers at different spatial scales and applications to geomorphological heritage research. *Progress in Earth and Planetary Science*, 6, 29.
- Gray, M. (2008). Geodiversity: developing the paradigm. *Proceedings of the Geologists' Association*, 119(3-4), 287-298.
- Hayakawa, Y. S. & Oguchi, T. (2006). DEM-based identification of fluvial knickzones and its application to Japanese mountain rivers. *Geomorphology*, 78, 90-106.
- Horacio, J., Ollero, A., & Pérez-Alberti, A. (2017). Geomorphic classification of rivers: a new methodology applied in an Atlantic Region (Galicia, NW Iberian Peninsula). *Environmental Earth Sciences*, 76, 746.
- Ibisate, A., Ollero, A., & Díaz, E. (2011). Influence of catchment processes on fluvial morphology and river habitats. *Limnetica*, 30, 169-182.
- Kasprak, A., Hough-Snee, N., Beechie, T., Bouwes, N., Brierley, G., Camp, R., Fryirs, K., Imaki, H., Jensen, M., O'Brien, G., Rosgen, D., & Wheaton, J. (2016). The blurred line between form and process: a comparison of stream channel classification frameworks. *PLoS ONE* 11: e0150293.

- Knighton, D. (1998). *Fluvial forms and processes: a new perspective*. Nueva York: Oxford University Press. 383 p.
- Kondolf, G. M., Piégay, H., Schmitt, L., & Montgomery, D. R. (2016). Geomorphic classification of rivers and streams. En Kondolf, G. M. & Piégay, H. (eds.). *Tools in Fluvial Geomorphology* (2.^a ed., pp. 133-158). Wiley Blackwell.
- Molnar, P., Anderson, R. S., & Anderson, S. P. (2007). Tectonics, fracturing of rock, and erosion. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112, 1-12.
- Montgomery, D. R. (1996). Influence of geological processes on ecological systems. En Schoonmaker, P. K., Hagen, B. V., & Wolf, E. C. (eds.). *The rain forests of home: portrait of a North American Bioregion* (pp. 43-68). Washington: Island Press.
- Montgomery, D. R. (1999). Process domains and the river continuum. *Journal of American Water Resources Association*, 35, 397-410.
- Montgomery, D. R. & Buffington, J. M. (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 596-611
- Muñiz de las Cuevas, R. (2001). *Guía das fervezas da Coruña*. Galicia: Guías Cumio. 146 p.
- Muñiz de las Cuevas, R. & Fontenla Coteló, M. (2009). *Guía das fervezas de Lugo e Ourense*. Galicia: Guías Cumio. 150 p.
- Muñiz de las Cuevas, R. (2006). *Guía das fervezas de Pontevedra*. Galicia: Guías Cumio. 135 p.
- Nanson, G. C. & Croke, J. C. (1992). A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4, 459-486.
- Notebaert, B. & Piégay, H. (2013). Multi-scale factors controlling the pattern of floodplain width at a network scale: The case of the Rhône basin, France. *Geomorphology*, 155-171.
- Ollero, A. (2007). *Territorio fluvial. Diagnóstico y propuesta para la gestión ambiental y de riesgos en el Ebro y los cursos bajos de sus afluentes*. Bilbao: Bakeaz. 255 p.
- Ollero, A. (2017). *Hidrogeomorfología y geodiversidad: el patrimonio fluvial*. Zaragoza: Centro de Documentación del Agua y el Medio Ambiente (CDAMAZ). 111 p.
- Ollero, A., Echeverría, M. T., Sánchez Fabre, M., Auría, V., Ballarín, D., & Mora, D. (2003). Metodología para la tipificación hidromorfológicas de los cursos fluviales de Aragón en aplicación de la Directiva Marco de Aguas (2000/60/CE). *Geographicalia*, 44, 7-25.
- Ortega, J. A. (2007). El estudio de la morfología de los ríos en roca. Implicaciones hidrológicas y evolutivas en dos barrancos españoles. *Boletín Geológico y Minero*, 118(4), 803-812.
- Ortega, J. A. (2010). Morfologías en los ríos en roca. Variaciones y tipologías. En Ortega, J. A. & Durán, J. J. (eds.). *Patrimonio geológico: los ríos en roca de la Península Ibérica* (pp. 55-78). Madrid: Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie Geológica y Geofísica, 4.
- Ortega, J. A. & Durán, J. J. (2010). *Patrimonio geológico: los ríos en roca de la Península Ibérica*. Madrid: Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie Geológica y Geofísica, 4.
- Ortega, J. A., Jorge-Coronado, A., Garzón, G., & Wohl, E. E. (2017). Sobrarbe Geopark: an Example of Highly Diverse Bedrock Rivers. *Geoheritage*, 9, 533-548.

- Ortega, J. A., Polo, I., & Belmonte, A. (2019). Waterfalls as Geological Value for Geotourism: the Case of Ordesa and Monte Perdido National Park. *Geoheritage*, 11, 1199-1219.
- Pérez-Alberti, A. (1982). Hidrografía. En Pérez-Alberti, A. (ed). *Xeografía de Galicia*. Tomo I: O Medio (pp. 97-110). Ed. Sálvora.
- Pérez-Alberti, A. (1985). *Un exemplo de estudo integral do medio: a cunca do río Miño*. Sociedade Galega de Xeografía. I Caderno de Xeografía. Edic. do Castro.
- Pérez-Alberti, A. (1993). *Xeografía de Galicia: xeomorfoloxía*. *Gran Enciclopedia Galega*. Tomo 3, 260 p.
- Pérez-Alberti, A., Gomes, A., Trenhaile, A., Oliveira, M., & Horacio, J. (2013). Correlating river terrace remnants using an Equotip hardness tester: An example from the Miño River, northwestern Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 191, 59-70.
- Redondas, R. & Ares, C. (2021). *Guía de barrancos de Galicia y norte de Portugal. Barrancos del lejano oeste. Regos e carrozos do Far West* (autoedición).
- Rodríguez Martínez-Conde, R. (2001). Los ríos. En Precado Ledo, A. & Sancho Comíns, J. (dir.). *Atlas de Galicia*. Tomo I: *El Medio Natural* (pp. 157-171). Xunta de Galicia.
- Schmitt, L., Maire, G., Nobelis, P., & Humbert, J. (2007). Quantitative morphodynamic typology of rivers: a methodological study based on the french upper Rhine basin. *Earth Surface Processes Landforms*, 32, 1726-1746.
- Scott, D. N. & Wohl, E. E. (2019). Bedrock fracture influences on geomorphic process and form across process domains and scales. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44, 17-45. DOI: 10.1002/esp.4473
- Selby, M. J. (1993). *Hillslope Materials and Processes*. Oxford: Oxford University Press.
- Simon, A., Castro, J., & Rinaldi, M. (2016). Channel form and adjustment: characterization, measurement, interpretation and analysis. En Kondolf, G. M. & Piégay, H. (eds.). *Tools in Fluvial Geomorphology* (2.^a ed., pp. 237-259). Wiley Blackwell.
- Tadaki, M., Brierley, G., & Cullum, C. (2014). River classification: theory, practice, politics. *WIREs Water*, 1, 349-367.
- Tinkler, K. J. & Wohl, E. E. (1998). *River over rock: fluvial processes in bedrock channels*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 107, 323 p.
- Whipple, K. X., Di Biase, R. A., & Crosby, B. T. (2013). Bedrock rivers. En Shroder, J. (ed.). *Treatise on geomorphology* (2: 550-573). San Diego: Academic Press.
- Wohl, E. E. (1998). Bedrock channel morphology in relation to erosional process. En Tinkler, K. J. & Wohl, E. E. (eds). *River over rock: fluvial processes in bedrock channels* (pp. 133-151). American Geophysical Monograph, 107.
- Wohl, E. E. (2015). Particle dynamics: The continuum of bedrock to alluvial river segments. *Geomorphology*, 241, 192-208.

ANEXOS

Anexo A. Identificación y características de los tramos en roca localizados en el área de estudio.

ID	Litología	Pendiente*	Fracturas**	x	y
1	Pizarras y cuarcitas	17,4	0,694	647957	4717565
2	Pizarras y cuarcitas	27,0	0,629	674529	4754565
3	Pizarras y cuarcitas	21,3	0,649	645634	4715075
4	Pizarras y cuarcitas	4,6	0,533	646223	4710038
5	Pizarras y cuarcitas	5,5	0,731	649337	4719632
6	Pizarras y cuarcitas	1,3	0,717	652057	4722163
7	Pizarras y cuarcitas	5,5	0,419	636704	4709136
8	Pizarras y cuarcitas	24,2	0,731	659034	4773237
9	Pizarras y cuarcitas	24,4	0,561	652422	4710833
10	Pizarras y cuarcitas	13,0	0,632	644243	4786312
11	Pizarras y cuarcitas	18,1	0,538	618488	4830368
12	Pizarras y cuarcitas	28,7	0,520	625821	4825328
13	Pizarras y cuarcitas	6,2	0,545	662162	4695842
14	Pizarras y cuarcitas	21,8	0,356	642517	4820174
15	Pizarras y cuarcitas	19,0	0,561	657929	4714952
16	Pizarras y cuarcitas	16,5	0,635	607952	4819884
17	Granitoides calcoalcalinos	8,9	0,522	566161	4642617
18	Granitoides calcoalcalinos	14,1	0,462	530317	4711555
19	Granitoides calcoalcalinos	8,2	0,432	499477	4747999
20	Granitoides calcoalcalinos	15,7	0,513	614815	4704150
21	Granitoides calcoalcalinos	12,0	0,582	574029	4632913
22	Granitoides calcoalcalinos	3,4	0,480	532361	4712117
23	Granitoides calcoalcalinos	19,2	0,640	598924	4686785
24	Granitoides calcoalcalinos	12,4	0,576	621437	4814954
25	Granitoides calcoalcalinos	9,1	0,662	580206	4640940
26	Granitoides calcoalcalinos	16,0	0,519	632576	4811906
27	Granitoides calcoalcalinos	12,8	0,522	530955	4717274
28	Granitoides calcoalcalinos	8,0	0,614	575740	4635925
29	Granitoides calcoalcalinos	11,5	0,339	490876	4751383
30	Granitoides alcalinos	15,5	0,674	535323	4698262
31	Granitoides alcalinos	16,3	0,662	570820	4694983
32	Granitoides alcalinos	12,7	0,522	605021	4674462
33	Granitoides alcalinos	5,6	0,621	573502	4675319

ID	Litología	Pendiente*	Fracturas**	x	y
34	Granitoides alcalinos	9,6	0,495	592319	4672466
35	Granitoides alcalinos	4,0	0,633	583615	4694728
36	Granitoides alcalinos	13,7	0,819	552706	4688054
37	Granitoides alcalinos	12,1	0,369	487008	4763459
38	Granitoides alcalinos	5,3	0,756	576040	4816099
39	Granitoides alcalinos	18,4	0,542	648871	4670135
40	Granitoides alcalinos	12,6	0,763	564812	4679742
41	Granitoides alcalinos	19,5	0,664	579580	4806808
42	Granitoides alcalinos	12,4	0,582	531184	4700109
43	Granitoides alcalinos	25,5	0,443	623659	4691943
44	Granitoides alcalinos	26,8	0,481	511625	4655790
45	Granitoides alcalinos	16,4	0,845	549409	4692285
46	Granitoides alcalinos	3,5	0,828	538430	4687741
47	Granitoides alcalinos	12,4	0,476	585615	4745739
48	Granitoides alcalinos	19,5	0,301	494114	4742573
49	Granitoides alcalinos	13,8	0,412	504162	4721549
50	Granitoides alcalinos	23,1	0,487	511699	4656701
51	Granitoides alcalinos	12,3	0,607	512847	4776181
52	Granitoides alcalinos	15,1	0,392	503422	4720633
53	Granitoides alcalinos	18,7	0,607	514779	4739919
54	Granitoides alcalinos	7,2	0,576	603478	4832815
55	Granitoides alcalinos	5,4	0,481	515984	4650941
56	Granitoides alcalinos	10,6	0,454	515582	4649675
57	Granitoides alcalinos	5,3	0,831	557119	4684841
58	Granitoides alcalinos	25,9	0,676	559543	4734100
59	Granitoides alcalinos	12,4	0,496	584593	4743844
60	Granitoides alcalinos	6,8	0,511	530614	4725649
61	Granitoides alcalinos	16,3	0,815	539572	4691898
62	Granitoides alcalinos	22,3	0,353	493072	4750425
63	Granitoides alcalinos	7,8	0,412	577351	4790742
64	Gneises	9,9	0,580	516825	4785891
65	Gneises	15,6	0,444	626589	4693550
66	Gneises	20,8	0,711	571062	4814713
67	Gneises	3,4	0,522	666351	4666534
68	Gneises	5,0	0,407	582183	4787428
69	Gneises	11,0	0,461	585782	4760873

ID	Litología	Pendiente*	Fracturas**	x	y
70	Gneises	19,2	0,622	526081	4682930
71	Gneises	15,7	0,480	587064	4837623
72	Gneises	14,8	0,485	508139	4728330
73	Gneises	3,9	0,585	513068	4743103
74	Gabros	10,9	0,472	527544	4778388
75	Gabros	9,8	0,439	526383	4774576
76	Esquistos y metavulcanitas	18,0	0,582	605757	4707998
77	Esquistos y metavulcanitas	3,4	0,489	609994	4698426
78	Esquistos y metavulcanitas	3,2	0,778	563740	4680343
79	Esquistos y metavulcanitas	12,7	0,575	564002	4744294
80	Esquistos y metavulcanitas	19,3	0,606	557667	4742380
81	Esquistos y metavulcanitas	8,5	0,614	604821	4709217
82	Esquistos y metavulcanitas	16,9	0,479	508119	4727062
83	Esquistos y metavulcanitas	14,1	0,715	532835	4681163
84	Esquistos y metavulcanitas	19,4	0,241	648250	4637954
85	Esquistos y metavulcanitas	11,6	0,403	501348	4724084
86	Esquistos y metavulcanitas	13,2	0,704	597438	4817105

* Pendiente en grados (°)

** Densidad de fracturación en km·km²

Cómo citar este artículo:

Horacio García, J. & Pérez-Alberti, A. (2021). Aproximación a la identificación y caracterización de ríos en roca a escala regional mediante variables topo-geomorfológicas (Galicia, Noroeste de la Península Ibérica). *Cuadernos de Geografía*, 107, 217-41.

<https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21426>



Este obra está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-SinObraDerivada 4.0 Internacional.

ÁLVARO GÓMEZ-GUTIÉRREZ^a
CARMELO CONESA-GARCÍA^b
ASKOA IBISATE GONZÁLEZ DE MATAUCO^c
PEDRO PÉREZ-CUTILLAS^d
DANIEL PORTILLO-GRAU^e
FRANCISCO JOSÉ SEGURA-MÉNDEZ^f

POTENCIAL DE LAS IMÁGENES AÉREAS HISTÓRICAS Y LA FOTOGAMETRÍA AUTOMATIZADA PARA ELABORAR MODELOS 3D DE CAUCES EFÍMEROS MEDITERRÁNEOS Y CUANTIFICAR CAMBIOS MORFOLÓGICOS

RESUMEN

El estudio de la dinámica de los cauces efímeros mediterráneos (CEM) resulta de gran interés, al tratarse de sistemas geomorfológicos expuestos a importantes fluctuaciones recientes en los factores extrínsecos e intrínsecos que los gobiernan. Para obtener una aproximación a su modelo dinámico y comprender su adaptación a diferentes perturbaciones, resulta vital el desarrollo de estudios a una escala temporal adecuada (décadas). En este trabajo, se analiza el potencial de los fotogramas aéreos históricos

a Instituto Universitario de Investigación para el Desarrollo Territorial Sostenible, INTERRA, Universidad de Extremadura. Avenida de las Letras. 10003 Cáceres. alvgo@unex.es. <http://orcid.org/0000-0002-2337-2638>.

b Departamento de Geografía, Universidad de Murcia, Facultad de Letras. Campus de la Merced. 30001 Murcia. cconesa@um.es. <http://orcid.org/0000-0002-3818-5421>.

c Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco. C/ Tomás y Valiente, s/n. 01006 Vitoria-Gasteiz. askoa.ibisate@ehu.es. <http://orcid.org/0000-0002-9396-476X>.

d Habitat Estudios Ambientales S. L. Avenida Don Juan de Borbón, 98. 30007 Murcia. pedrope@um.es. <http://orcid.org/0000-0003-1271-3895>.

e Habitat Estudios Ambientales S. L. Avenida Don Juan de Borbón 98. 30007 Murcia. d.portillo@habitateea.es

f Habitat Estudios Ambientales S. L. Avenida Don Juan de Borbón 98. 30007 Murcia. fjsegura@ucam.edu

Fecha de recepción: 18-06-2021. Fecha de aceptación: 20-07-2021.

y la fotogrametría automatizada para generar modelos 3D y ortofotografías de CEM en diferentes fechas y tratar de analizar cambios morfológicos a partir de ellos. Se seleccionaron, a modo de ejemplo, varios tramos de dos ramblas en la cuenca del Segura (rambla de Algeciras y rambla de Valdelentisco) y otros tres en un curso efímero de la cuenca del Ebro (barranco de Tudela). Se emplearon fotogramas de los denominados vuelo americano B (1956) y vuelo interministerial (1973-1986), junto con puntos de apoyo naturales registrados con un sistema de posicionamiento global (GNSS) para alimentar técnicas de fotogrametría automatizada (*Structure-from-Motion & Multi-View Stereo*) y producir nubes de puntos, modelos digitales de superficie y ortofotografías. Fue necesario llevar a cabo algunas adaptaciones del flujo de trabajo fotogramétrico convencional a las características de los fotogramas (inclusión de marcas fiduciales, utilización de máscaras, uso de puntos naturales, etc.). Los resultados arrojaron un error cuadrático medio de los productos cartográficos que osciló entre 0,62 y 0,85 m, con densidades volumétricas de las nubes de puntos resultantes de 1,03 a 4,47 pts·m⁻³. Por lo tanto, este enfoque metodológico podría emplearse en el análisis de cambios relevantes (>1 m) y para la descripción morfológica de los cauces e integrarse con cartografía reciente para una mejor comprensión de su dinámica.

PALABRAS CLAVE: cauces efímeros mediterráneos, fotogrametría automatizada; fotogramas aéreos históricos; nubes de puntos; modelo digital de elevaciones; ortofotografía.

POTENTIAL OF AERIAL HISTORICAL IMAGERY AND AUTOMATIC PHOTOGRAMMETRY TO PRODUCE 3D MODELS OF MEDITERRANEAN EPHEMERAL CHANNELS AND QUANTIFY MORPHOLOGICAL CHANGES

ABSTRACT

The dynamics of Mediterranean ephemeral channels (MEC) is an interesting geomorphological topic as the extrinsic and intrinsic factors influencing this geomorphic system have been exposed to important and recent changes. It is crucial to carry out studies of these systems at suitable temporal scales (e.g. decades) to understand the dynamics of the model and the adaptation to different perturbations. In this work, we test the suitability of archival aerial imagery and structure-from-motion photogrammetry (SfM) to produce 3D models and orthophotographs of MEC for different dates and to quantify morphological changes. Several reaches were selected from two representative MEC in the Segura River Catchment (Rambla de Algeciras y Rambla de Valdelentisco) and three from a MEC in the Ebro River Catchment (Barranco de Tudela). Archival aerial photographs from 1956 (dataset known as “*vuelo americano B*”) and 1973-1986 (dataset known as “*vuelo interministerial*”) together with natural ground control points (GCPs) surveyed by a Global Navigation Satellite System to feed SfM and produce point clouds, digital elevation models and orthophotographs. The classical SfM workflow was adapted to work with the archival aerial imagery, i.e. adding fiducial markers, masking the photographs, using of natural permanent GCPs, etc. The results showed a root mean square error in the cartographic products that varied from 0,62 to 0,85 m with volumetric point densities in the resulting point clouds from 1,03 to 4,47 pts·m⁻³. Hence, the proposed methodological approach may be used to

quantify important geomorphic changes (>1 m), to characterize the morphology of MEC in the past and to include the resulting cartographic products with today spatial information for a better understanding of the dynamics.

KEYWORDS: Mediterranean ephemeral channels (MEC); Structure-from-Motion photogrammetry; historical aerial photographs; point clouds; digital elevation models; orthophotograph.

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La comprensión de la dinámica de los sistemas geomorfológicos posee un gran interés desde la perspectiva del riesgo y en el contexto de cambio global actual. Muchos de los procesos que dan forma a la superficie terrestre muestran una dinámica episódica y esporádica, con cambios que acontecen en periodos muy reducidos y que se alternan con largas etapas de cierta estabilidad. Por este motivo, habitualmente es necesaria una ventana temporal de observación lo suficientemente amplia con el fin de lograr una correcta caracterización del fenómeno (Guerin et al., 2020). Este es el caso de los cauces efímeros de medios semiáridos, cursos en equilibrio dinámico, cuya morfología se ajusta a escala de sucesos de diferente magnitud y frecuencia (Conesa-García, 1995, 2005). En ocasiones, pueden dar la sensación de tener un equilibrio metaestable, cuando el sistema permanece relativamente estable durante un prolongado periodo seco de inactividad geomorfológica. Pero, a escalas de tiempo mayores (p. e., varios años o décadas), se suceden avenidas esporádicas y repentinas, a veces imprevisibles, cuyos efectos morfológicos, aun siendo diferentes en función de la alteración producida, se integran dentro del sistema en respuesta a un equilibrio energético cambiante.

Además de un periodo de observación amplio y con mediciones frecuentes, es necesario un registro preciso y denso de la superficie topográfica. Las tecnologías que permiten este registro intensivo vienen aplicándose desde hace una o dos décadas. Este es el caso de los sistemas de tecnología láser, tanto terrestre (TLS, del inglés *terrestrial laser scanner*) como aerotransportado (LIDAR, del inglés *laser imaging detection and ranging*) y de las técnicas de fotorreconstrucción fotogramétrica o fotogrametría automatizada.

La utilización de la fotogrametría automatizada o fotorreconstrucción en el ámbito de la geomorfología es relativamente reciente, con los trabajos de James & Robson (2012) y Westoby et al. (2012) como precursores. Con los términos *fotogrametría automatizada* o *fotorreconstrucción* denominamos a un conjunto de técnicas que incluyen la clásica *Structure-from-Motion* (SfM; Ullman, 1979) y desarrollos más recientes como Multi-View-Stereo (MVS; Seitz et al., 2006) y que permiten obtener modelos tridimensionales de la realidad con fotografías adquiridas por cámaras convencionales y sin mayores requerimientos para la toma que un elevado recubrimiento de la superficie por reconstruir.

En la fotogrametría automatizada se resuelven de forma conjunta los parámetros internos de la cámara y la geometría de la toma a partir de información redundante de las imágenes a través del denominado *bundle adjustment* y sin la necesidad de puntos de control en este proceso inicial. Tras esta aproximación inicial al modelo de la cámara y la geometría de la toma, habitualmente se incluyen puntos de control en el modelo (lo que permite su escalado y georreferenciación) y se reajustan los

parámetros de la cámara y la posición de cada toma en función de la precisión de estos puntos de control. Finalmente, los algoritmos MVS permiten llevar a cabo una densificación del modelo generando una nube de puntos densa. Esta nube de puntos densa es el producto final habitual, si bien la mayor parte del *software* fotogramétrico incorpora como últimos pasos del flujo de trabajo la generación de un modelo digital de superficie (MDS), un modelo digital de elevaciones (MDE, a partir del tratamiento del MDS) y una ortofotografía.

Por todo lo anterior, la fotogrametría SfM-MVS o automatizada presenta importantes ventajas frente a otras técnicas de adquisición de datos topográficos: el proceso fotogramétrico requiere un menor control del usuario, su precisión es similar a la de los métodos más precisos existentes hoy día (como el escáner láser terrestre o TLS; Nouwakpo et al., 2016), su coste es muy bajo, el trabajo en campo se desarrolla en un breve espacio de tiempo, es una técnica no invasiva y no es necesario situarse sobre la topografía que se desea modelizar.

Debido a todas las características que hemos mencionado de la fotogrametría automatizada, ha sido una técnica ampliamente utilizada por los geomorfólogos para producir modelos tridimensionales de diferentes elementos y llevar a cabo la cuantificación de cambios o el análisis de la dinámica superficial (Alfonso-Torreño et al., 2019, 2021; Cucchiari et al., 2018). En el caso específico de los cauces, el trabajo precursor de Gómez-Gutiérrez et al. (2014) mostrará que estas técnicas pueden utilizarse para cuantificar el volumen de suelo erosionado en cabeceras de cárcavas y obtener un modelo espacial de los cambios acaecidos. En este trabajo también se plantea la posibilidad de utilizar la fotogrametría automatizada alimentada con fotografías de archivo o preexistentes y que no fueron adquiridas para tal fin. Así, esta posibilidad de aplicación retrospectiva se convierte en otra ventaja frente a métodos como los basados en tecnología láser. Sin embargo, esta aplicación retrospectiva de la fotogrametría automatizada debe realizarse con cautela, ya que las fuentes existentes de fotografía aérea histórica suelen mostrar una geometría de la toma ideada a partir de los conceptos de la fotogrametría clásica, fundamentalmente la estereoscopia, que demandaba requerimientos de solape longitudinal del 60 % y transversal del 20 %. Sin embargo, las técnicas SfM-MVS demandan que cada elemento sea visible en un elevado número de fotogramas, por lo que resultan adecuados solapes efectivos transversales y longitudinales de al menos el 80 % y el 60 % respectivamente. Además, la utilización de fotogramas con ejes de la toma paralelos, típicos en la fotogrametría clásica, puede dar lugar a errores sistemáticos tipo domo en los modelos resultantes (James & Robson, 2014). Pese a todo esto, el procesado de fotogramas con los nuevos algoritmos de correspondencia de imágenes y densificación permite obtener nubes de puntos mucho más densas que facilitan y mejoran la reconstrucción de la topografía pretérita (Mölg & Bolch, 2017).

Incluso las colecciones de fotografía terrestre de elementos geomorfológicos pueden estar bastante lejos de la geometría ideal necesaria para la elaboración de modelos tridimensionales con técnicas SfM-MVS. Por ejemplo, Gómez-Gutiérrez et al. (2014) mostraron una clara disminución de la precisión atribuida a la pérdida de la geometría convergente de la toma y, sin embargo, los resultados presentaron la calidad suficiente para llevar a cabo la cuantificación del volumen erosionado entre estas fotografías de archivo y otras recientes. Pese a estos condicionantes, los ejemplos de aplicación retrospectiva de

la fotogrametría automatizada en el estudio dinámico de las formas son numerosos: glaciares (Mertes et al., 2017; Mölg & Bolch, 2017) y morfologías asociadas (Tonkin et al., 2016), acantilados costeros (Warrick et al., 2016) y procesos gravitacionales (Guerin et al., 2020), morfologías volcánicas (Gomez-Gutiérrez, 2014) y en el ámbito de la erosión por cárcavas (Gomez-Gutiérrez et al., 2014) y la geomorfología fluvial (Bakker & Lane, 2017).

En el caso específico de los cauces efímeros, resulta de particular interés la aplicación de técnicas que permitan mejorar la caracterización de su dinámica. Por lo tanto, este trabajo plantea como objetivo analizar el potencial de los fotogramas aéreos históricos y la fotogrametría SfM-MVS para generar productos cartográficos en diferentes fechas y tratar de analizar cambios morfológicos a partir de ellos. La utilidad de imágenes de archivo podría presentar un gran potencial; sin embargo, la opacidad de la mayor parte del *software* de fotogrametría automatizada hace difícil la evaluación de la precisión de los productos cartográficos obtenidos para usuarios sin conocimientos avanzados en fotogrametría (Brutto & Meli, 2012; Remondino et al., 2014). Es justo en esta línea donde el presente trabajo pretende arrojar cierta luz. De manera específica, se analizaron los fotogramas del denominado vuelo americano B (1956-57) y del vuelo interministerial (1973-1986). La selección de estos vuelos se realizó sobre la base de la relevancia que presentan por las fechas de adquisición y de la escala de realización del vuelo. Pese a que el ámbito de los vuelos seleccionados es nacional, debe mencionarse que desde mediados del pasado siglo existen en la mayor parte de los países del mundo registros similares de fotografía aérea histórica (Cowley & Stichelbaut, 2012).

MATERIAL Y MÉTODOS

Áreas de estudio

Los tramos de estudio seleccionados pertenecen a tres cauces efímeros de la vertiente mediterránea: dos localizados en el sureste peninsular (rambla de Algeciras y rambla de Valdelentisco) y uno en la cuenca del Ebro (barranco de Tudela) (figura 1). La rambla de Algeciras drena una cuenca de 44,56 km², con predominio de calizas en cabecera y margas en el área restante. El predominio de terrenos blandos ha propiciado el desarrollo de una densa red de cárcavas y barrancos, que configuran un paisaje de badland típico. La cuenca de la rambla de Valdelentisco (22,52 km²) participa de las características geológicas de las sierras litorales del oeste de Cartagena dentro del dominio bético interno. Su clima es semiárido, con prolongados periodos secos que alternan con sucesos aislados de lluvias torrenciales. La cubierta vegetal se compone de matorrales y arbustos xerófilos y las aguas de avenida pueden desarrollar una alta energía y velocidad. Durante los sucesos mayores suelen acarrear ingentes cantidades de sedimentos, sobre todo materiales de fondo de tamaños muy variados (arenas, gravas y cantos), y producir cambios notables en las formas del lecho y en la geometría del cauce principal.

Como tramos de cauce de referencia (TCR) se eligieron tramos con mayor potencial de cambio geomorfológico y mayor accesibilidad para la colocación de puntos de control. Los tramos elegidos en la rambla de Algeciras (medio-bajo y bajo) están muy próximos entre sí, pero muestran unos patrones

de cambio morfológico diferentes, debido a la mayor o menor influencia del embalse situado aguas abajo en función de su distancia. En el caso de la rambla de Valdelentisco, se seleccionó el tramo medio por representar mejor las variaciones en el balance de sedimentos y los ajustes morfológicos dentro del cauce principal. El tramo inferior tiende a presentar cambios globales menos definidos, al ser producto del desbordamiento de las aguas de avenida, que afectan a un amplio lecho activo de inundación. De hecho, la elección del TCR medio en esta rambla permite reflejar la clara influencia que los tamaños de grano grueso y la carga de fondo, como modalidad de transporte dominante, tienen en el balance de sedimentos dentro del propio cauce. Aguas abajo, a lo largo del tramo inferior hasta la desembocadura, el cauce se ensancha muy considerablemente y la ratio anchura/profundidad (w/d) aumenta de forma extraordinaria, lo que haría más compleja e infructuosa la detección de cambios morfológicos verticales significativos.

La rambla de Algeciras

Los TCR medio-bajo (3,2 km) y bajo (3 km) elegidos en la rambla de Algeciras (en adelante AL-MB y AL-B) están muy próximos entre sí (500 m), lo que ha permitido abordarlos como un único tramo durante el procesado fotogramétrico (figura 1b). Ambos tramos corresponden a meandros profundamente encajados en margas del Neógeno, cuya evolución ha estado dominada por etapas de incisión y relleno desde época pre-Würm. Actualmente, muestran una actividad geomorfológica muy diferente a pesar de su proximidad. La distancia de ambos tramos respecto al embalse situado aguas abajo determina gran parte de las diferencias en la textura y formas del lecho. El tramo AL-MB, más alejado del citado embalse (3,5 a 6,7 km), muestra un lecho poco uniforme, con diversidad de geoformas (de incisión y deposición) y tamaños de partículas muy diferentes (figura 2a). Barras transversales y de meandro y pozas, son los rasgos geomorfológicos más característicos del lecho en este tramo. Las diferencias texturales entre barras y pozas y la desigual distribución de las velocidades de la corriente en las curvas de meandro siguen favoreciendo en la actualidad la erosión de los márgenes cóncavos externos, con el consiguiente incremento de la amplitud de onda de meandro. Los desplomes verticales de las paredes de los márgenes menos sinuosos coinciden con los sectores ocupados por barras medias transversales, compuestas de materiales gruesos (gravas y cantos), que ofrecen gran resistencia al excavado lineal (figura 2b). El tramo AL-B, situado inmediatamente aguas arriba del embalse de Algeciras, presenta un cauce de fondo plano o poco irregular, con sedimentos de tamaño más fino (limos, arenas y gravas) y una cubierta vegetal ripícola algo más densa (figura 2c). Su menor pendiente y la elevación del nivel de base local, asociado a la altura de las aguas de avenida en la entrada del embalse, tienden a suavizar las formas del lecho y promueven la acreción sedimentaria vertical en todo el tramo.

En este cauce se estudiaron dos tramos, denominados medio-bajo y bajo (en adelante, AL-MB y AL-B).

La rambla de Valdelentisco

El tramo medio seleccionado en la rambla de Valdelentisco tiene una longitud total de 2,3 km y consta de dos subtramos de referencia (TCR medio alto y TCR medio bajo) (figura 1c). El primero

(1,5 km) es un tramo parcialmente confinado, entre estructuras de edad Pérmico-Triásica y depósitos detríticos de ladera de origen Cuaternario. El cauce adopta forma de artesa, un índice de encajamiento moderado-alto, una ratio anchura/profundidad en torno a 8 y una ratio de incisión baja ($<1,2$). El lecho se compone de una barra longitudinal central activa (arenas y gravas) y una barra lateral de materiales más gruesos (gravas, cantos y bloques, cubiertos por una delgada capa de limos). El TCR medio bajo (800 m) lo constituye un cauce ancho de amplio radio de curvatura y un desarrollo lateral promovido por el ensanchamiento del fondo del valle. En todo su recorrido presenta índices bajos de encajamiento e incisión, y ratios de anchura/profundidad muy altas ($w/d > 25$). La importante carga de fondo transportada y los aportes laterales de material grueso procedentes de barrancos tributarios de fuerte pendiente han originado un cauce trenzado poco profundo de perímetro curvo. Desde el Plioceno, ambos tipos de aportes vienen convergiendo en esta zona de forma sincrónica (barras sin-sedimentarias) o alterna (depósitos superpuestos). Los antiguos lóbulos y lenguas de derrame depositados por las aguas torrenciales de los barrancos fueron recortadas por paleoinundaciones de la rambla, que conformaron potentes barras aluviales, actualmente relictas e inactivas. Adyacentes a estas, se ha desarrollado un sistema de barras entrecruzadas, que actualmente reconducen las aguas de avenida hacia los márgenes del cauce, ensanchándolo aún más (figura 2c y d).

El barranco de Tudela

El barranco de Tudela, también denominado San Gregorio, se localiza en la depresión del Ebro y al sur de las Bardenas Reales, compuesto por materiales continentales depositados durante el Mioceno. La apertura de la cubeta hacia el mar Mediterráneo posibilitó la inserción de la red de drenaje del río Ebro, erosionando sus materiales. Los tramos estudiados se ubican en el curso medio-bajo del barranco de Tudela. Cada TCR tiene 2170, 1950 y 890 m, respectivamente. El barranco está insertado en calizas y margas grises del Mioceno, que conforme van descendiendo al tramo bajo dan paso a arcillas y margas. En el TCR de Tudela alto el cauce está encajado entre escarpes verticales donde afloran estratos calizos entre los materiales arcillosos. Ello se refleja en un tamaño del material del lecho grueso, con presencia de bloques calizos, bien procedentes de colapsos de los escarpes o del propio lecho al meteorizarse el lecho rocoso que puntualmente queda exhumado. Al tramo llegan dos barrancos por su margen derecha, el barranco de Rutia al inicio del tramo y el barranco de Valdelacruz cerca del fin de este. El valle se abre ligeramente al inicio del TCR medio, que se caracteriza por un lecho de fondo más plano y un tamaño de sedimento más pequeño. Presenta un trazado rectilíneo fruto de las cortas de varios meandros sucedidos a comienzos del siglo XXI y un cauce más estrecho. El TCR bajo, próximo a su desembocadura en el río Ebro, se encuentra adosado en su margen derecha al escarpe vertical que alcanza una importante altura (figura 2e). El cauce ha experimentado también una corta natural de un meandro. En el tramo se evidencia una mayor presencia de caudal fruto de los retornos de regadío de los cultivos del entorno; probablemente por ello también hay una mayor colonización vegetal del lecho. En general, se ha constatado un estrechamiento del cauce activo en todos los tramos, a excepción del TCR alto, donde se ha mantenido desde la primera imagen disponible de 1956.

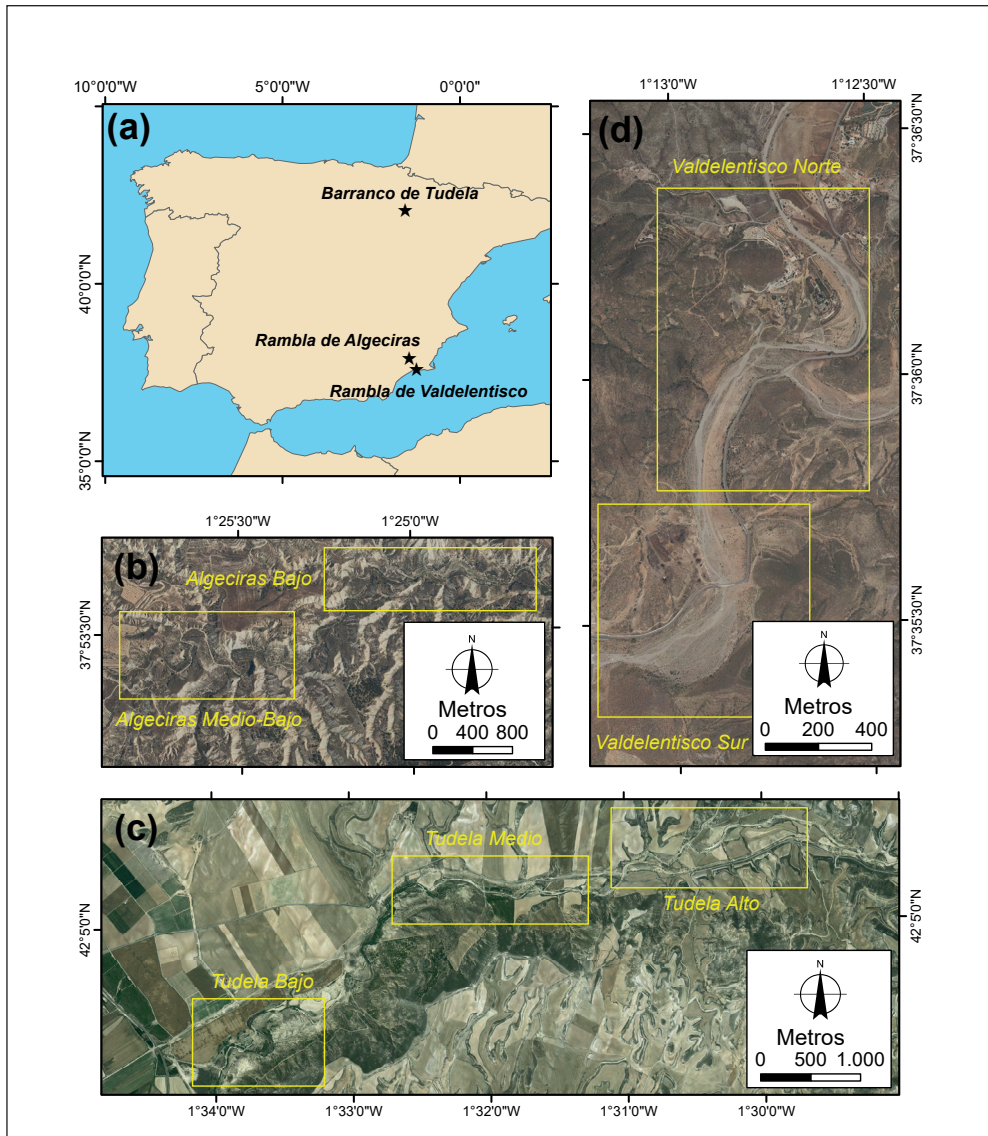


Figura 1. (a) Localización de las áreas de estudio en la Península Ibérica y detalle de los tramos estudiados en (b) la rambla de Algeciras, (c) la rambla de Valdeleñisco y (d) el barranco de Tudela. Fuente: CNIG; elaboración propia.

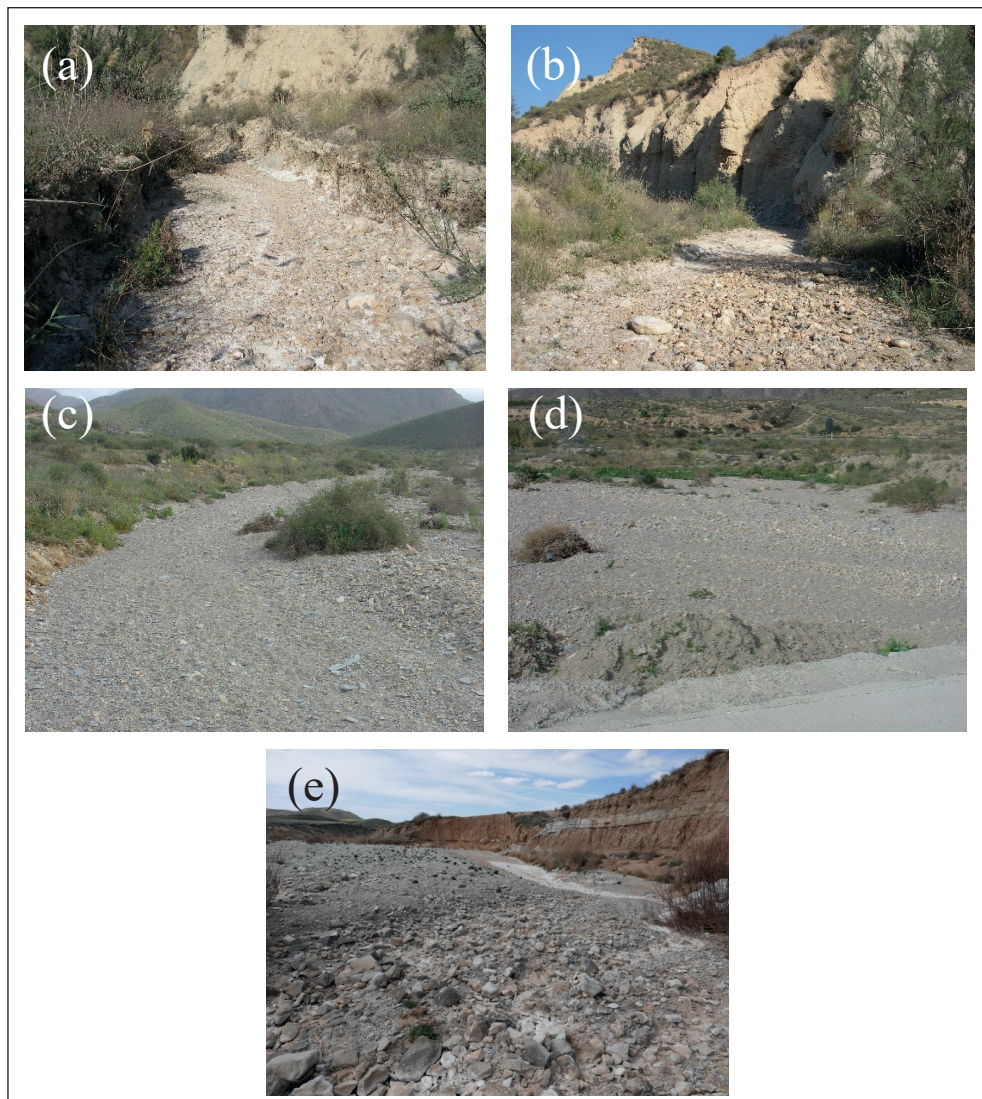


Figura 2. (a) Tramo medio-bajo de la rambla de Algeciras, con presencia de formas de relleno e incisión, (b) barras activas transversales flanqueadas por paredes verticales de margas, (c) tramo medio bajo de la rambla de Valdelentisco, con alta carga de fondo, donde el cauce actual de aguas bajas mantiene muy poca profundidad respecto a (d) las barras entrelazadas y (e) tramo medio-bajo del barranco de Tudela.

Flujo de trabajo

Fotogramas históricos

La selección de los fotogramas para utilizar se realizó en función de sus características (resolución, disponibilidad, año de vuelo, etc.) y los objetivos propios del trabajo (fechas lo suficientemente espaciadas para caracterizar la dinámica de cada tramo a medio plazo). Se emplearon fotogramas del denominado vuelo americano B, escaneados con una resolución de 21 μm . La adquisición de los fotogramas del vuelo americano B se llevó a cabo durante los años 1956 y 1957 y se planificó para una escala de vuelo aproximada de 1:33.000. Para el segundo vuelo se emplearon fotogramas del denominado vuelo interministerial o IRYDA (Instituto Nacional de Reforma y Desarrollo Agrario), con una escala de vuelo de 1:18.000 y desarrollado entre los años 1973 y 1986, escaneados a 15 μm . Este lapso de tiempo entre ambos vuelos permite caracterizar los cambios acaecidos en los cauces a una escala temporal de varias décadas.

Observación de los puntos de apoyo (GCP) mediante sistemas de posicionamiento global (GNSS)

En el procesamiento mediante fotogrametría SfM-MVS se hace necesario el empleo de puntos con coordenadas conocidas (GCP) si se desea escalar y georreferenciar el modelo. De modo que resulta habitual la inclusión de marcas artificiales en la zona de estudio de forma previa a la realización del vuelo en el que se capturarán los fotogramas. Sin embargo, la utilización de fotogramas aéreos históricos condiciona la selección de GCP, ya que deben ubicarse en elementos fácilmente identificables e inmutables desde la adquisición de los fotogramas hasta la actualidad. Para identificar los GCP sobre elementos naturales, se empleó un sistema de información geográfica (SIG) sobre el que se interpretó y superpuso información pretérita (mosaico de los fotogramas aéreos históricos) y actual, esto es, la ortofotografía aérea de máxima actualidad servida por el Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG) dentro del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) a través de un servicio WMS. De forma adicional, también se superpuso en dicho proyecto SIG información topográfica (Mapa Topográfico Nacional a escala 1:25.000) para la planificación del acceso a los GCP seleccionados y el establecimiento de ubicaciones para la base del sistema global de posicionamiento (o GNSS, del inglés *global navigation satellite system*).

Para el registro de coordenadas de los GCP se emplearon dos antenas GNSS Emlid Reach (base y rover) y el *software* ReachView sobre un *smartphone* con conexión a internet. Debido a la cantidad de GCP y la superficie que cubrir, se han empleado diferentes técnicas de posicionamiento, siendo la más común el empleo de una base propia precisa definida empleando una base permanente de instituciones públicas y la utilización de esta base para el envío de correcciones en tiempo real a nuestra otra antena (rover), esto es, en modo RTK (del inglés *real time kinematic*). También se ha empleado la técnica RTK con VRS, esto es, con una estación virtual de referencia cercana al rover. En lugares con cobertura y proximidad a estaciones permanentes GNSS del Instituto Geográfico Nacional o de las comunidades autónomas, se empleó directamente el rover recibiendo correcciones a través de internet de estas estaciones (de nuevo, en modo RTK). Finalmente, en algunas ubicaciones con problemas para establecer de forma precisa la base y recibir correcciones en tiempo real en el rover se emplearon técnicas PPK

(*post-processing kinematic*), mediante las cuales se obtienen las coordenadas precisas del posicionamiento tras un posprocesado en gabinete que se alimenta de las efemérides precisas y de los archivos de registro del rover y de una base o estación permanente. Para el empleo de las técnicas PPK, se empleó el *software* libre de posprocesado RTKlib.

Procesado fotogramétrico y análisis de los productos cartográficos resultantes

El desarrollo de los trabajos se llevó a cabo mediante el *software* fotogramétrico Metashape Agisoft (v. 1.6.2) con algunas modificaciones sobre el flujo de trabajo clásico en SfM-MVS debido a la naturaleza histórica y analógica de la información de partida. En primer lugar, fue necesario el establecimiento de un sistema de coordenadas imagen sobre la base de la presencia de las marcas fiduciales. En segundo lugar, se llevó a cabo un recorte del área de interés con el fin de excluir del análisis fotogramétrico los marcos de los fotogramas, masas de agua o partes del fotograma rasgadas y que han sido pegadas de nuevo sobre el fotograma (alterando así la geometría de los elementos de geometría interna de la cámara). Finalmente, los fotogramas se agruparon en función del número de serie de la cámara de captura, disponible en la información marginal. Tras estas modificaciones derivadas de las características de la información de partida, las fases del procesado fueron similares a las de cualquier procesado fotogramétrico SfM-MVS y que han sido ampliamente descritas en la literatura (alineamiento, referenciación y reoptimización, generación de la nube de puntos densa y producción del MDS, MDE y de la ortofotografía). Durante el alineamiento se buscan puntos homólogos entre fotogramas, de modo que se trata de resolver la calibración de la cámara (distancia focal, punto principal y funciones de distorsión radial) y ubicar cada fotograma en su posición en el momento de la toma (traslaciones y rotaciones en los tres ejes). Después se incorporan los puntos de apoyo al modelo, definiendo su ubicación y se lleva a cabo una reoptimización del alineamiento en función de la ubicación de los puntos de apoyo. Este procedimiento permite refinar los parámetros de calibración de la cámara a partir de las mediciones precisas de las coordenadas de los puntos de apoyo.

En el siguiente paso se generan los mapas de profundidad y la nube de puntos densa utilizando un filtro agresivo para tratar de reducir el ruido en la nube de puntos resultante. Adicionalmente, en la generación de la nube de puntos densa se llevó a cabo un filtrado de los que aparecen en esta a partir del nivel de confianza de cada punto. Este nivel de confianza viene determinado por la cantidad de mapas de profundidad que se emplean en el cálculo de cada punto en la nube de puntos densa final. Se trata de un parámetro cuyo valor se sitúa en torno a 5-6 para fotogrametría automatizada convencional, donde el solape es abundante. Con fotogramas aéreos históricos este valor se estableció en >3 , tratando de dar lugar a una nube de puntos densa para datos con menor solape del habitual. Finalmente, a partir de la nube de puntos densa se obtuvo el MDS, el MDE y la ortofotografía de cada zona de estudio y fecha.

Las coordenadas de los puntos de control, además de asistir en el proceso de autocalibración de la cámara y de registro del bloque, se utilizan para el cálculo de estadísticos que permiten realizar una estimación de la calidad de los productos cartográficos generados. Entre estos estadísticos se encuentran el error cuadrático medio (o RMSE, del inglés *root mean square error*). Adicionalmente, se emplean otros parámetros calculados durante el procesado fotogramétrico, como el número de puntos de enlace,

el error de reproyección, la resolución (o GSD, del inglés *ground sampling distance*), la densidad de puntos por unidad de superficie y el número de puntos de enlace por imagen. También se llevó a cabo el cálculo de la densidad volumétrica de puntos en el *software* de visualización y análisis de nubes de puntos CloudCompare. Se trata de un parámetro fundamental cuando analizamos formas complejas y que pueden presentar paredes verticales, como es el caso de las márgenes de los cauces efímeros.

Análisis de los cambios

Los enfoques metodológicos existentes para la cuantificación de cambios morfológicos son muy diversos y deben adaptarse a las características de los datos y a la naturaleza del fenómeno estudiado y su dinámica. En los últimos treinta años, debido a la preponderancia del MDE como representación de la superficie topográfica, el estudio de los cambios se ha basado en la sustracción de MDE (Wheaton et al., 2010). Se trata de un enfoque muy simple que presenta limitaciones en superficies y morfologías complejas (al poder asignar solo una cota a cada posición planimétrica, esto es, un enfoque 2,5D) (Gómez-Gutiérrez & Goncalves, 2020) y es muy sensible a errores de corrección (Qin et al., 2016). Debido al desarrollo de instrumental (tecnologías de base láser, vehículos aéreos no tripulados o UAV, GNSS) y a la disponibilidad de datos plenamente tridimensionales (fundamentalmente nubes de puntos), han proliferado los métodos de estimación de cambios plenamente tridimensionales. Entre estos métodos de estimación 3D el más ampliamente utilizado es el Multiscale Model-to-Model Cloud Comparison algorithm (M3C2; Lague et al., 2013). Se trata de un método que estima la distancia directamente entre nubes de puntos (sin necesidad de generar una superficie auxiliar), para lo que se define un vector ortogonal (o normal) a partir de los puntos vecinos al punto problema. Este vector funcionará como eje de un cilindro cuyo radio será definido por el usuario y que servirá para calcular el centro de gravedad de cada nube para los puntos incluidos dentro del cilindro. Finalmente, se proyectará la posición del centro de gravedad de cada una de las dos nubes sobre el eje del cilindro y se calculará la distancia entre ambas proyecciones. Tanto la densidad de puntos como su rugosidad (variación sobre el plano de mejor ajuste) son empleados para llevar a cabo una cuantificación de la incertidumbre en la estimación de la distancia, de modo que solo se consideran cambios reales aquellas distancias superiores a la incertidumbre calculada. Para más detalles recomendamos al lector consultar el trabajo de Lague et al. (2013).

Por lo tanto, se empleó el método M3C2 implementado en el *software* CloudCompare para llevar a cabo la estimación tridimensional de los cambios entre las nubes de puntos obtenidas a partir de la fotogrametría SfM-MVS para cada fecha. A partir del análisis empírico de las nubes de puntos resultantes de la fotogrametría, se establecieron valores de 3 y 6 m para los vectores de cálculo de normales y del centro de gravedad en el algoritmo M3C2. Posteriormente, se llevó a cabo una rasterización de las distancias con el objetivo de obtener una representación clásica de los cambios y poder llevar a cabo una comparación con el método tradicional. Los cambios estimados mediante este enfoque fueron comparados con los obtenidos por el método "clásico" basado en la sustracción de los MDE y conocido como DoD (del inglés *DEMs of Differences*; Wheaton et al., 2010). En el caso de los DoD empleamos un nivel de detección de cambios uniforme, basado en los errores obtenidos durante el procesado fotogramétrico.

Finalmente, la cuantificación de cambios se circunscribió a la extensión del cauce. Esta delimitación se llevó a cabo sobre la base de criterios hidrológicos empleando la lámina de agua para avenidas con un periodo de retorno de mil años. Dicha lámina fue calculada mediante un modelo hidrodinámico 1D (HEC-RAS) a partir de un MDE de alta resolución generado mediante fotogrametría SfM-MVS e imágenes adquiridas por un vehículo aéreo no tripulado.

RESULTADOS

El resultado básico de cualquier procesado fotogramétrico automatizado (SfM-MVS) es la nube de puntos. La figura 3 muestra las nubes de puntos obtenidas para uno de los tramos estudiados en la rambla de Algeciras (tramo bajo). A partir de estas nubes de puntos se elaboran productos cartográficos que podemos clasificar como 2,5D, como el MDE y la ortofotografía. La figura 4 muestra ambos productos cartográficos para el mismo tramo de la rambla de Algeciras, tanto el obtenido para el vuelo americano B de 1956 (figura 4a y 4c) como para el vuelo interministerial de 1986 (figura 4b y 4d). En las nubes

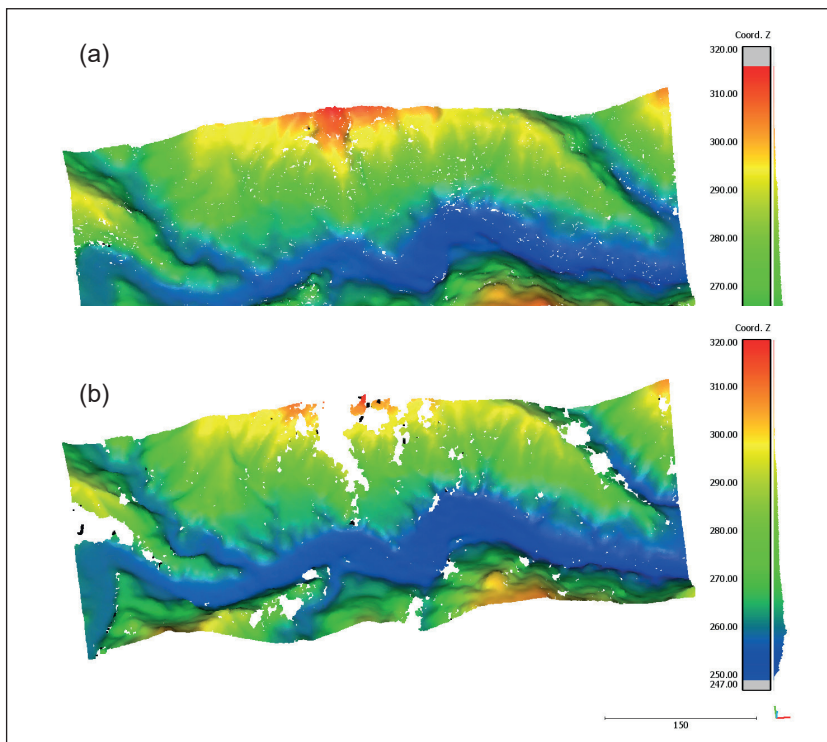


Figura 3. Nubes de puntos obtenidas del procesado fotogramétrico a partir de los fotogramas del (a) vuelo americano B y del (b) vuelo interministerial.

de puntos se pueden observar notables diferencias en cuanto a densidad y cobertura (figura 3). El vuelo americano B muestra para esta zona de estudio un total de 110.990 puntos, frente a los 480.153 del vuelo interministerial; sin embargo, este último muestra una peor cobertura, con importantes superficies sin puntos (figura 3b). Estas zonas donde el procesado fotogramétrico no ha generado puntos deberán ser interpoladas para producir los MDE que aparecen en la figura 4a y 4b.

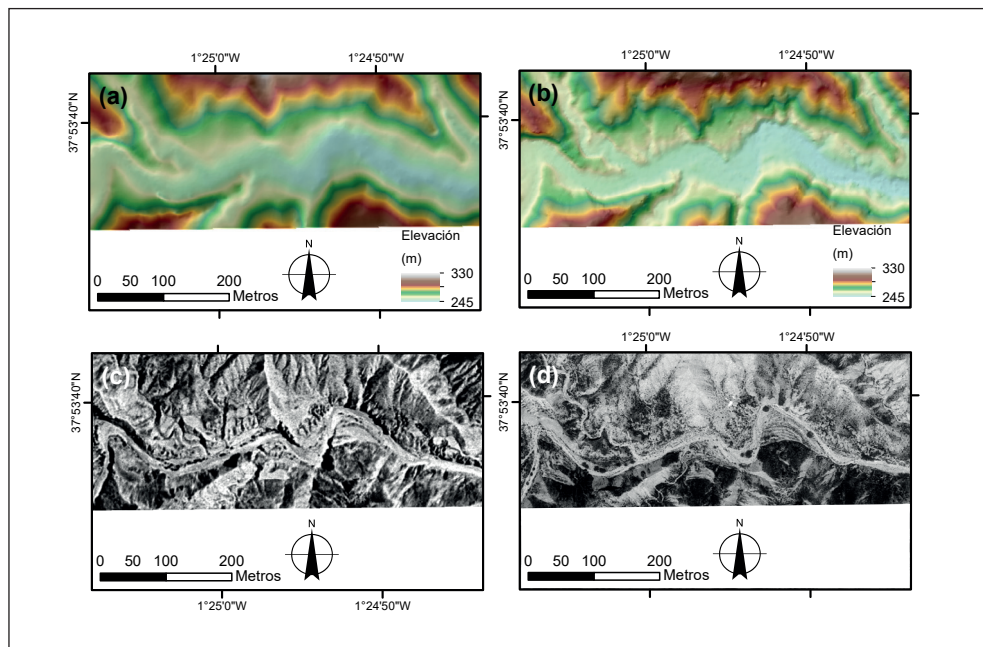


Figura 4. Modelo digital de elevaciones obtenido para (a) el vuelo americano B y (b) el vuelo interministerial, y ortofotografía producida para el (c) el vuelo americano B y (d) el vuelo interministerial para el tramo bajo de la rambla de Algeciras.

Todos los parámetros de los productos cartográficos resultantes que guardan cierta relación con la escala de realización de los vuelos muestran evidentes diferencias para el vuelo americano B y el vuelo interministerial (tabla 1 y figura 5). De manera específica, observamos diferencias en la resolución espacial (figura 5a), la densidad planimétrica (figura 5c) y volumétrica de puntos (figura 5d) y el RMSE estimado para los GCP (figura 5e). El número de puntos de enlace por imagen identificados durante el procesado fotogramétrico también denota diferencias en la calidad de los fotogramas de ambos vuelos (figura 5b), ya que viene determinada no solo por la escala y técnica-metodología de captura, sino también por la conservación de los fotogramas y el tiempo transcurrido desde la adquisición. Incluso se aprecia una mayor variabilidad del número de puntos de enlace por imagen para un mismo vuelo, lo que indica la relevancia que el estado de conservación de cada fotograma o lote tiene sobre este factor (figura 5b).

Tabla 1. Características de los datos de procesado fotogramétrico para cada zona de estudio y vuelo. De algunos parámetros, además del término en castellano se presentan los acrónimos en inglés, al tratarse de acrónimos de amplio uso: GSD = *ground sampling distance*, GCP = *ground control point*, RMSE = *root mean square error*. Inter.: interministerial.

Cauce	Algeciras		Valdientisco		Tudela	
	Ame.	Inter.	Ame.	Inter.	Ame.	Inter.
Vuelo						
Tramos	2	2	2	2	3	3
Año	1956-1957	1986	1956	1986	1956	1986
Imágenes (n)	12	3	17	4	6	6
Resolución o GSD (m·pix ⁻¹)	0,65	0,29	0,65	0,29	0,66	0,28
Puntos de enlace (n)	417.917	335.198	815.227	395.400	71.597	565.808
Puntos de enlace por imagen (n)	34.826	111.733	47.955	98.850	11.933	94.301
Densidad de puntos (ptos·m ⁻²)	0,60	2,95	0,59	2,90	0,57	3,21
Densidad volumétrica de puntos (ptos·m ⁻³)	1,15	4,47	1,03	4,17	1,03	4,42
Error de reproyección (píx)	0,39	0,27	0,33	0,28	0,48	0,48
Puntos de Control o GCP (n)	37	27	60	42	38	56
Error cuadrático medio o RMSE (m)	0,85	0,54	0,62	0,62	0,67	0,62
Error cuadrático medio en X o RMSE (m)	0,59	0,32	0,41	0,29	0,50	0,33
Error cuadrático medio en Y o RMSE (m)	0,47	0,32	0,41	0,32	0,35	0,37
Error cuadrático medio en Z o RMSE (m)	0,38	0,30	0,22	0,45	0,28	0,49

Los fotogramas de ambos vuelos permitieron trabajar con resoluciones espaciales <1 m. El RMSE también mostró valores <1 m para todos los casos, por lo que este umbral, el del metro, es un buen indicador de los cambios que podrían detectarse empleando los productos cartográficos obtenidos de la fotogrametría automatizada alimentada con los fotogramas de estos vuelos. El RMSE indicó una mayor consistencia en las estimaciones realizadas para el vuelo interministerial, con un rango de variabilidad de unos 10 cm frente al RMSE del vuelo americano B, que mostró una variación de más de 20 cm. Es decir, los errores, además de ser inferiores, son más estables para el vuelo interministerial. Por el contrario, el RMSE estimado para el vuelo americano B resultó en valores absolutos mayores y en una mayor variabilidad de estos (figura 5e).

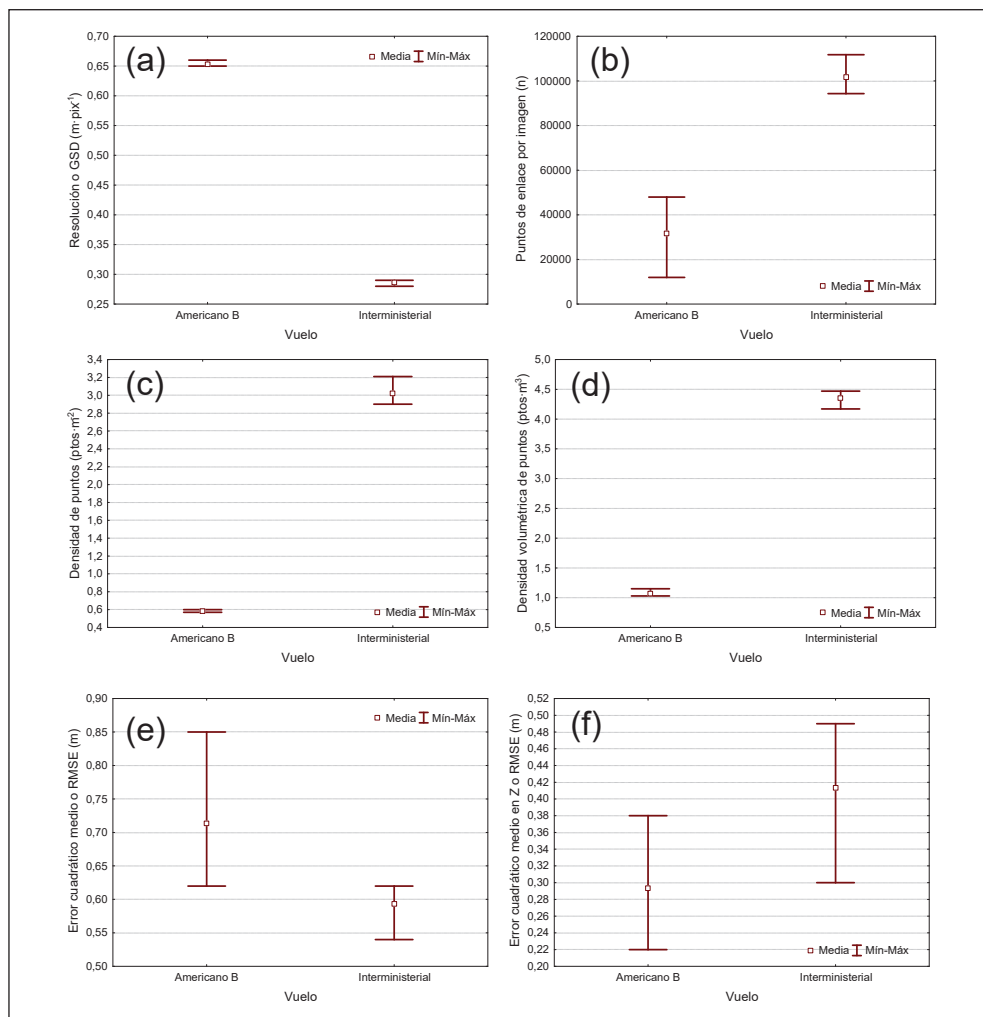


Figura 5. Diferencias entre el vuelo americano B y el interministerial para los siguientes parámetros de los resultados del procesado fotogramétrico: (a) resolución espacial o GSD (*ground sampling distance*), (b) puntos de enlace por imagen, (c) densidad planimétrica de puntos, (d) densidad volumétrica de puntos, (e) error cuadrático medio o RMSE (*root mean square error*) y (f) error cuadrático medio o RMSE en la coordenada Z. Mín-Máx: mínimo-máximo.

La densidad volumétrica de las nubes de puntos fueron aproximadamente 1 y 4 $pto \cdot m^{-3}$ para el vuelo americano B y el interministerial, respectivamente. Estos datos nos muestran nubes de puntos con mayores densidades, por ejemplo, que las obtenidas mediante sensor LIDAR en las coberturas nacionales del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea.

Finalmente, resultó de interés que el RMSE en la coordenada Z mostró valores ligeramente superiores para el vuelo interministerial, al contrario de lo que cabría esperar (figura 5f).

El análisis por cauce mostró que no existen diferencias significativas en lo que respecta a la resolución espacial y las densidades de puntos (figura 6). Sin embargo, sí observamos algunas diferencias en otros parámetros. El número de puntos de enlace por imagen resultó ligeramente inferior para el cauce de Tudela (figura 6b). En Algeciras, se empleó un menor número de puntos de control debido a la inexistencia de estructuras permanentes y a la compleja orografía (figura 6c), y estos factores dieron lugar a un RMSE sustancialmente mayor en términos absolutos y con mayor rango de variabilidad (figura 6d).

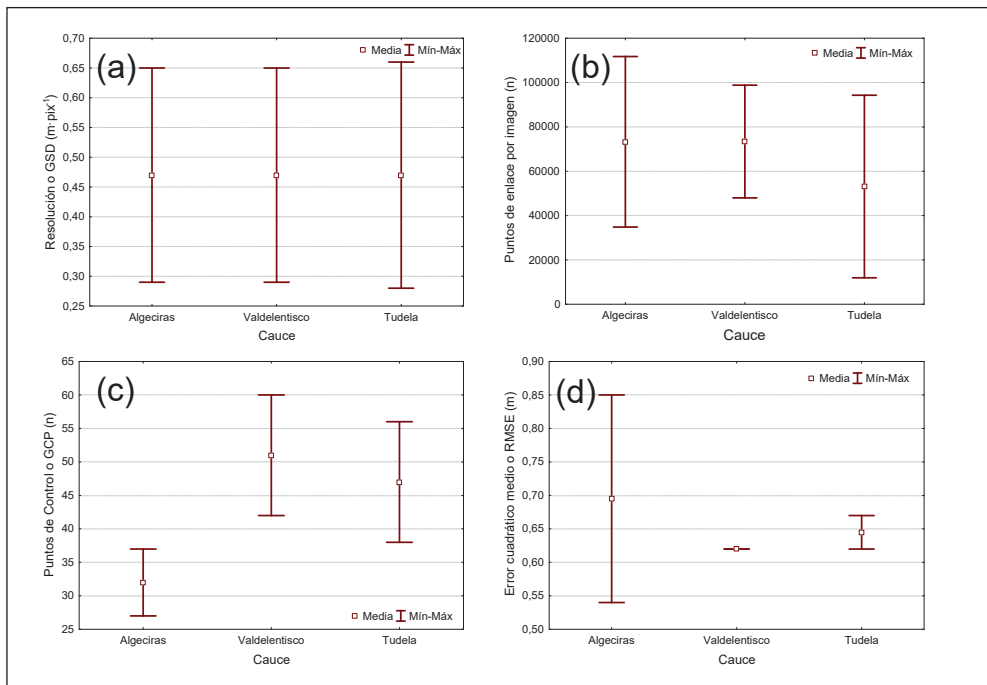


Figura 6. Diferencias por cauce para los siguientes parámetros de los resultados del procesado fotogramétrico: (a) resolución o GSD (*ground sampling distance*), (b) puntos de enlace por imagen, (c) puntos de control o GCP (*ground control points*) y (d) error cuadrático medio o RMSE (*root mean square error*).

Por lo que respecta a los cambios morfológicos registrados en los cauces entre las fechas de estudio, la técnica plenamente tridimensional M3C2 permitió una interpretación y representación de estos de gran utilidad (figura 7). En la rambla de Algeciras, por ejemplo, existe una coexistencia de procesos de

erosión y deposición en el tramo medio-bajo (figura 7a) frente a un claro predominio de la deposición en el tramo bajo (figura 7b).

Las figuras 8, 9 y 10 muestran los cambios estimados mediante la técnica M3C2 (con representación en un SIG, esto es 2,5D, para facilitar la comparación) y la tradicional basada en DoD para los diferentes tramos de los cauces de la rambla de Algeciras, Valdeleñisco y el barranco de Tudela, respectivamente. Todos los modelos elaborados permiten una interpretación basada en procesos sobre los cambios morfológicos acaecidos. Los cambios registrados por las dos técnicas para los diferentes tramos muestran patrones espaciales similares de pérdida y ganancia de material. No obstante, la estimación basada en el algoritmo M3C2 siempre resultó en superficies de cambio menores. Debemos señalar en este punto que los DoD utilizan un umbral mínimo de detección que se ha establecido en 1 m, es decir, todos los cambios por debajo de este umbral no se consideran al estar dentro del margen de error estimado durante el procesado fotogramétrico. Este error es uniforme sobre la totalidad del área de estudio. Sin embargo, en el caso de los cambios M3C2, para cada punto en la nube se realiza un cálculo de la incertidumbre en la estimación de la distancia, siendo variable dentro del área de estudio. Pese a estas diferencias, los patrones espaciales de los cambios son consistentes entre métodos y coherentes con los procesos propios de los CEM (incisión, deposición, colapso de las márgenes, etc.).

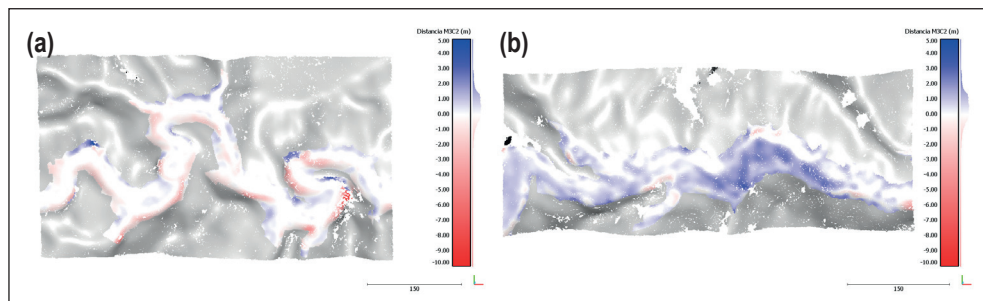


Figura 7. Distancias de cambio tridimensional M3C2 estimadas a partir de las nubes de puntos para el periodo 1956-1986 en el tramo (a) medio-bajo y (b) bajo de la rambla de Algeciras. En diferentes tonos de gris se representa el relieve 3D de la zona cercana al cauce objeto de estudio.

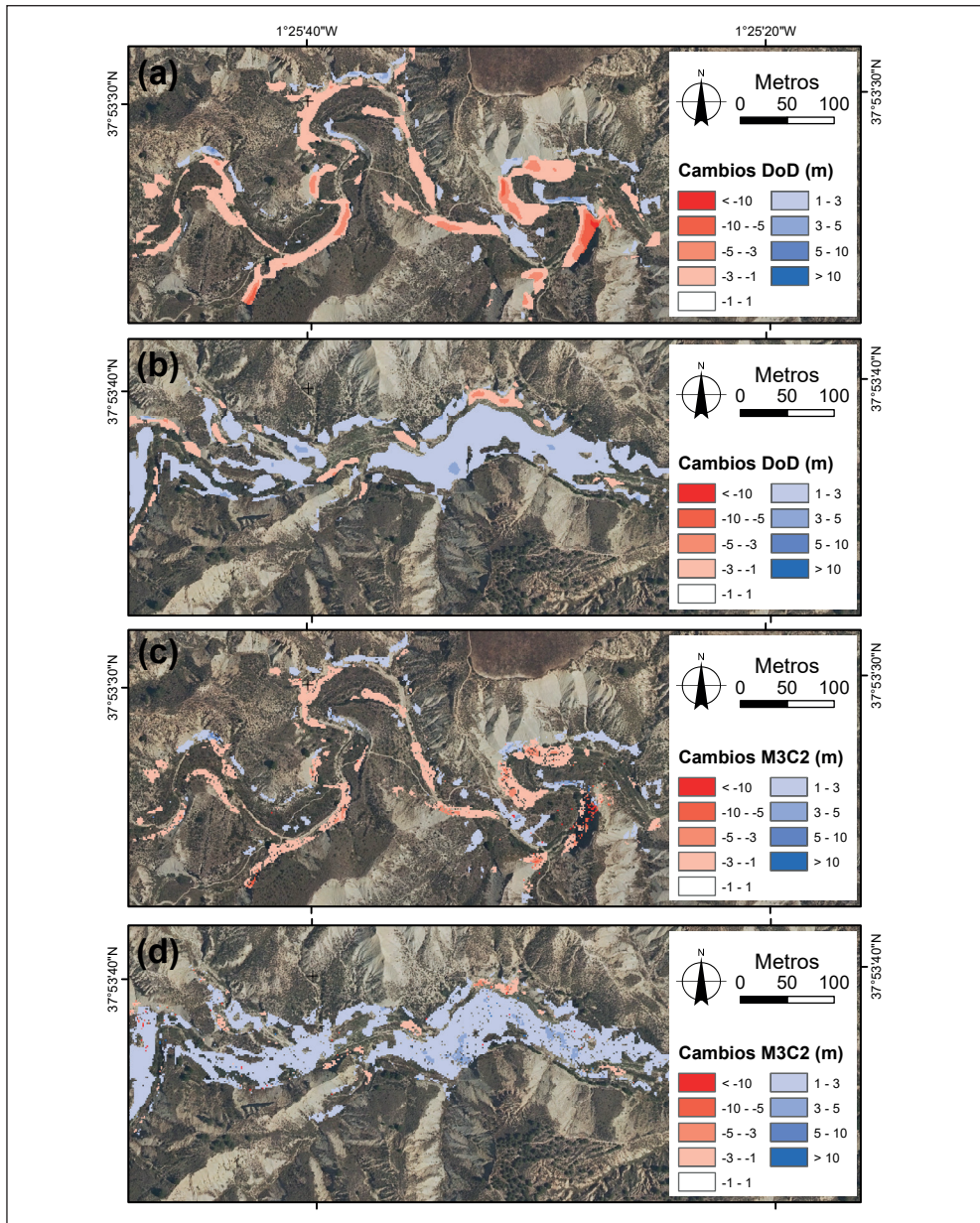


Figura 8. Cambios registrados en los dos tramos estudiados de la rambla de Algeciras para el periodo 1956-1986: (a) modelos digitales de diferencias (*DEMs of Differences* o DoD) para el tramo medio-bajo y (b) el bajo, y (c) *Multiscale-Model-to-Model-Cloud-Comparison* (o M3C2) para el tramo medio bajo y (d) bajo.

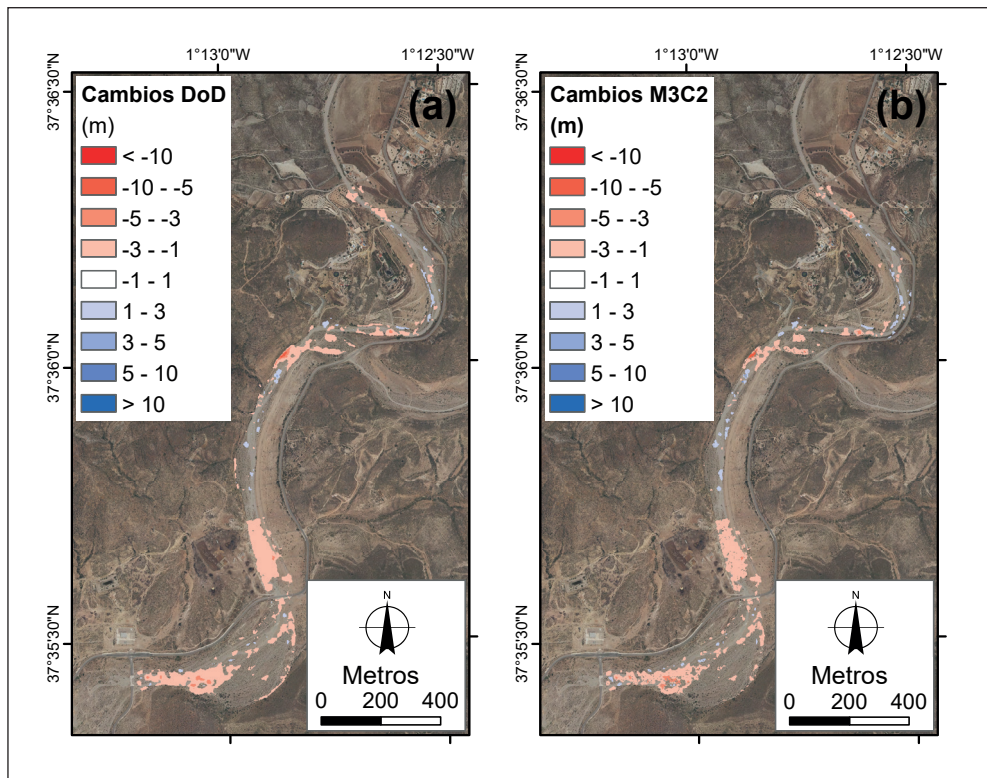


Figura 9. Cambios registrados en la rambla de Valdelentisco para el periodo 1956-1986 empleando la técnica (a) modelos digitales de diferencias (*DEMs of Differences* o DoD) y (b) *Multiscale-Model-to-Model-Cloud-Comparison* (o M3C2).

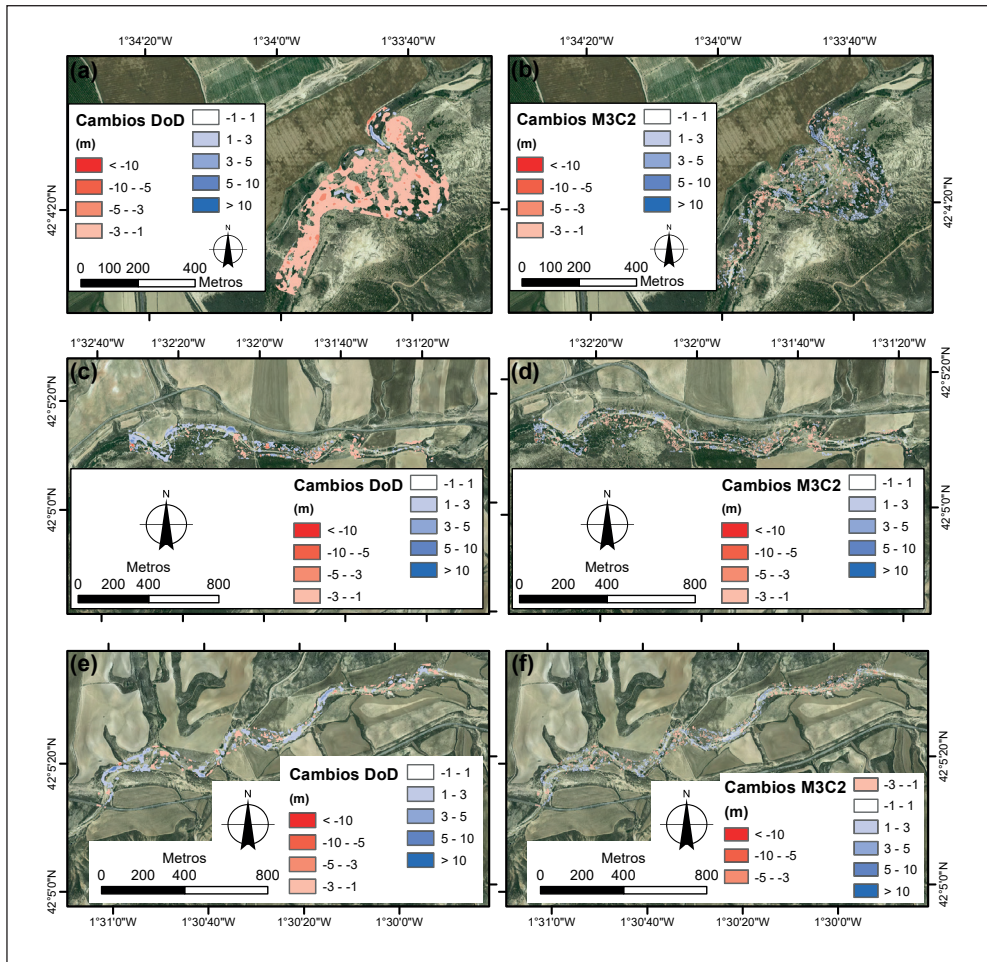


Figura 10. Cambios registrados en el barranco de Tudela para el periodo 1956-1986 para el tramo bajo empleando la técnica (a) modelos digitales de diferencias (*DEMs of Differences* o DoD) y (b) *Multiscale-Model-to-Model-Cloud-Comparison* (o M3C2), para el tramo medio usando (c) DoD y (d) M3C2 y para el tramo alto con (e) DoD y (f) M3C2.

DISCUSIÓN

Los productos cartográficos elaborados a partir de las técnicas de fotogrametría automatizada alimentada con fotografías aéreas históricas mostraron calidad métrica, en línea con lo arrojado por otros trabajos de la misma temática (por ejemplo, Mertes et al., 2017). Por este motivo, la utilidad de los vuelos empleados aquí debe enmarcarse en el ámbito de formas relativamente dinámicas como los ambientes fluviales, glaciares o volcánicos (Eltner & Sofía, 2020). El tiempo transcurrido entre los dos

vuelos utilizados y las características de las zonas de estudio hacen, por lo tanto, que la metodología utilizada sea apropiada para el estudio de los CEM.

La mayor parte de los parámetros calculados muestran una calidad superior en los productos cartográficos generados a partir del vuelo interministerial, lo cual resulta obvio dadas sus características técnicas. Sin embargo, los resultados obtenidos a partir de los fotogramas del vuelo americano B deben considerarse de gran relevancia por la escala temporal de análisis que permiten. Las densidades volumétricas de las nubes de puntos generadas fueron mayores en ambos casos que las obtenidas en la primera cobertura nacional registrada con sensor LIDAR dentro del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea. No obstante, debemos tener en cuenta que las nubes de puntos derivadas de la fotogrametría automatizada generan un MDS basado en la primera superficie visible, frente al pulso láser que permite capturar datos en presencia de cubierta vegetal. El MDS producido mediante fotogrametría automatizada necesita, además, ser filtrado para producir un MDE con la consiguiente pérdida de resolución y adición de errores. Además de la densidad de puntos, la cobertura fue relativamente homogénea. Sin embargo, el vuelo interministerial, pese a presentar una mayor densidad planimétrica y volumétrica de puntos, mostró zonas sin datos en la nube de puntos. Aquí se pone de manifiesto una importante limitación de los archivos de imágenes históricas, y es que la geometría de la toma fue diseñada a partir de los requerimientos de la fotogrametría clásica y no de la automatizada, que demanda un mayor solape (Bakker & Lane, 2017); como consecuencia, las zonas reconstruidas con el vuelo interministerial, al desarrollarse a una mayor escala y menor altura, aparecen en un menor número de fotogramas, lo que da lugar a esas grandes zonas sin datos que a la postre deben ser interpoladas para generar el MDS y, finalmente, el MDE. Este hecho condiciona la selección de valores bajos del parámetro de nivel de confianza de los mapas de profundidad dentro del *software* de fotogrametría y propicia la existencia de un número pequeño de errores groseros, tal y como se debatirá más adelante.

Otra importante limitación observada durante el desarrollo de los trabajos es la concerniente a la adquisición de los GCP, que deben ser inmutables y en zonas cercanas a los cauces, lo cual supone un reto en zonas dinámicas donde los elementos están sometidos a alteraciones y obras de carácter hidrológico-forestal, cambios de uso como la puesta en cultivo u obras para riegos, graveras, etc. Además, la diversidad y extensión de las zonas de estudio hizo necesaria la utilización de diversas técnicas de registro y observación GNSS, lo que da lugar a variaciones en las precisiones de los GCP. El enfoque estándar de la fotogrametría automatizada se basa en la resolución de los parámetros de cada fecha-vuelo de forma individual y ha dado lugar a una tarea laboriosa y muy condicionada por la existencia de GCP. Frente a este enfoque, recientemente han visto la luz experiencias que fusionan en un mismo bloque-procesado imágenes aéreas históricas de diferentes fechas (Feurer & Vinatier, 2018). De este modo, algoritmos como el *Scale Invariant Feature Transform* (SIFT; Lowe, 2004) pueden detectar elementos que se han mantenido inmutables a través del tiempo y mostrados con diferentes escalas, orientaciones, iluminación, ruido, etc. Esta técnica permite usar esa información contenida en imágenes de diferentes fechas para aproximar los parámetros de cada grupo de cámaras o imágenes utilizadas. Después, se independiza la producción de la nube de puntos densa y el MDS-MDE de cada fecha, de manera que los MDS-MDE resultantes minimizan los errores de corregistro que tanto afectan a la estimación de cambios (Bakker

& Lane, 2017) y usan la información de los elementos inmutables para mejorar los parámetros de calibración de cada cámara. La aproximación de los parámetros de cámaras para las que no existe un control geométrico (habitualmente no está disponible el certificado de calibración) es muy valiosa. Pero sin duda, la posibilidad de minimizar los errores de corregistro en zonas sin estructuras o elementos estables claramente identificables para el ojo humano (carreteras, edificios, etc.) supone un gran avance que se debe tener en cuenta en futuras experiencias. Como alternativa para la minimización de los errores de corregistro también se plantea el empleo de cartografía actual y metodologías intensivas de registro, como el algoritmo *Iterative Closest Point* (ICP: Besl & McKay, 1992).

Respecto a la estimación de cambios y tal y como se ha mencionado en el apartado de resultados, el patrón fue similar para la técnica DoD y la M3C2, aunque esta última es más restrictiva. Trabajos recientes han mostrado que las técnicas basadas en métodos plenamente tridimensionales dan lugar a estimaciones más realistas de los cambios acaecidos, particularmente en ambientes morfológicamente complejos (Gómez-Gutiérrez & Gonçalves, 2020). Estos mapas de cambios producidos han permitido además identificar un número pequeño, pero existente, de errores groseros (*outliers*) generados por puntos en las nubes con geometría incorrecta. Por ejemplo, cambios superiores a 10 m de deposición sobre márgenes verticales donde solo cabe experimentar erosión. La existencia de estos errores groseros se achaca al rebajamiento en el nivel de confianza de los mapas de profundidad que sirven para construir la nube de puntos. Este nivel se estableció en 3 cuando la fotogrametría automatizada convencional emplea valores de 6. De nuevo, la geometría de la toma condiciona este aspecto, ya que la utilización de valores convencionales daría lugar a una nube de puntos poco densa. La inclusión de normas lógicas en los modelos de estimación de cambios también podría ayudar en la mejora de los resultados obtenidos mediante esta técnica, minimizando estos errores groseros. Se trataría de normas basadas en el conocimiento experto que determinaría, por ejemplo, que sobre las márgenes con pendientes elevadas solo puede haber erosión en la parte alta, mientras que en la parte baja pueden experimentarse erosión por incisión lateral o deposición por colapso de la parte superior.

CONCLUSIONES

Los productos cartográficos elaborados mediante fotogrametría automatizada alimentada con fotogramas aéreos históricos del vuelo americano B y el interministerial mostraron precisiones métricas. Tanto las nubes de puntos como los MDE resultantes se pudieron emplear para cartografiar los cambios acaecidos durante el periodo transcurrido entre los vuelos. La técnica DoD y la M3C2 mostraron patrones espaciales de cambio similares. Numerosos parámetros indicaron que el vuelo interministerial dio lugar a productos cartográficos de mayor precisión y calidad; sin embargo, su geometría de la toma derivada de una menor altura de vuelo resultó en nubes de puntos con una cobertura menos homogénea que las obtenidas a partir del vuelo americano B. La presencia/ausencia de GCP inmutables en las zonas de estudio también puede condicionar la aplicación de la metodología propuesta, lo que ha sido, en nuestro caso, una labor ardua. Para finalizar, debemos mencionar que publicaciones recientes señalan

hacia un procesado multiépoca como alternativa a la toma de GCP para la estimación de cambios a partir de fotografías aéreas históricas y fotogrametría automatizada.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por FEDER, Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades – Agencia Estatal de Investigación, Proyecto CGL2017-84625-C2-1-R (CCAMICEM), Plan Estatal de Investigación, Desarrollo e Innovación Orientado a Retos de la Sociedad.

REFERENCIAS

- Alfonso-Torreño, A., Gómez-Gutiérrez, Á., Schnabel, S., Lavado Contador, J. F., de Sanjose Blasco, J. J., & Sánchez Fernández, M. (2019). sUAS, SfM-MVS photogrammetry and a topographic algorithm method to quantify the volume of sediments retained in check-dams. *Science of the Total Environment*, 678, 369-382. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.04.332>
- Alfonso-Torreño, A., Gómez-Gutiérrez, Á., & Schnabel, S. (2021). Dynamics of Erosion and Deposition in a Partially Restored Valley-Bottom Gully. *Land*, 10(1), 62. <https://www.mdpi.com/2073-445X/10/1/62>
- Bakker, M. & Lane, S. N. (2017). Archival photogrammetric analysis of river–floodplain systems using Structure from Motion (SfM) methods. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(8), 1274-1286. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/esp.4085>
- Besl, P. J. & McKay, N. D. (1992). A Method for Registration of 3-D Shapes [Article]. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 14(2), 239-256. <https://doi.org/10.1109/34.121791>
- Brutto, M. L. & Meli, P. (2012). Computer Vision Tools for 3D Modelling in Archaeology. *International Journal of Heritage in the Digital Era*, 1(1 suppl.), 1-6. <https://doi.org/10.1260/2047-4970.1.0.1>
- Conesa-García, C. (1995). Torrential flow frequency and morphological adjustments of ephemeral channels in south-east Spain. En Hickin, E. J. (ed.), *River Geomorphology* (pp. 169-192). John Wiley & Sons.
- Conesa-García, C. (2005). Les “ramblas” du Sud-est Espagnol: Systèmes hydromorphologiques en milieu méditerranéen sec. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 49, 205-224.
- Cowley, D. C. & Stichelbaut, B. B. (2012). Historic Aerial Photographic Archives for European Archaeology. *European Journal of Archaeology*, 15(2), 217-236. <https://doi.org/10.1179/1461957112Y.0000000010>
- Cucchiari, S., Maset, E., Fusiello, A., & Cazorzi, F. (2018). 4D-SfM photogrammetry for monitoring sediment dynamics in a debris-flow catchment: software testing and results comparison. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XLII-2, 281-288. <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-2-281-2018>
- Eltner, A. & Sofia, G. (2020). Structure from motion photogrammetric technique. En *Remote Sensing of Geomorphology* (pp. 1-24). <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-64177-9.00001-1>

- Feurer, D. & Vinatier, F. (2018). Joining multi-epoch archival aerial images in a single SfM block allows 3-D change detection with almost exclusively image information. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 146, 495-506. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2018.10.016>
- Gómez-Gutiérrez, Á. & Gonçalves, G. R. (2020). Surveying coastal cliffs using two UAV platforms (multirotor and fixed-wing) and three different approaches for the estimation of volumetric changes. *International Journal of Remote Sensing*, 41(21), 8143-8175. <https://doi.org/10.1080/01431161.2020.1752950>
- Gómez-Gutiérrez, Á., Schnabel, S., Berenguer-Sempere, F., Lavado-Contador, F., & Rubio-Delgado, J. (2014). Using 3D photo-reconstruction methods to estimate gully headcut erosion. *Catena*, 120, 91-101. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.04.004>
- Gómez, C. (2014). Digital photogrammetry and GIS-based analysis of the bio-geomorphological evolution of Sakurajima Volcano, diachronic analysis from 1947 to 2006. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 280, 1-13. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.04.015>
- Guerin, A., Stock, G. M., Radue, M. J., Jaboyedoff, M., Collins, B. D., Matasci, B., Avdievitch, N., & Derron, M.-H. (2020). Quantifying 40 years of rockfall activity in Yosemite Valley with historical Structure-from-Motion photogrammetry and terrestrial laser scanning. *Geomorphology*, 356, 107069. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107069>
- James, M. R. & Robson, S. (2012). Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F3). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2011JF002289>
- James, M. R. & Robson, S. (2014). Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(10), 1413-1420. <https://doi.org/10.1002/esp.3609>
- Lague, D., Brodu, N., & Leroux, J. (2013). Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: Application to the Rangitikei canyon (N-Z). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 82, 10-26. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2013.04.009>
- Lowe, D. G. (2004). Distinctive Image Features from Scale-Invariant Keypoints. *International Journal of Computer Vision*, 60(2), 91-110. <https://doi.org/10.1023/b:visi.0000029664.99615.94>
- Mertes, J. R., Gulley, J. D., Benn, D. I., Thompson, S. S., & Nicholson, L. I. (2017). Using structure-from-motion to create glacier DEMs and orthoimagery from historical terrestrial and oblique aerial imagery. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(14), 2350-2364. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/esp.4188>
- Mölg, N. & Bolch, T. (2017). Structure-from-Motion Using Historical Aerial Images to Analyse Changes in Glacier Surface Elevation. *Remote Sensing*, 9(10), 1021. <https://www.mdpi.com/2072-4292/9/10/1021>
- Nouwakpo, S. K., Weltz, M. A., & McGwire, K. (2016). Assessing the performance of structure-from-motion photogrammetry and terrestrial LiDAR for reconstructing soil surface microtopography of naturally vegetated plots. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(3), 308-322. <https://doi.org/10.1002/esp.3787>

- Qin, R., Tian, J., & Reinartz, P. (2016). 3D change detection – Approaches and applications. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 122(Supplement C), 41-56. <https://doi.org/10.1016/j.isprsiprs.2016.09.013>
- Remondino, F., Spera, M. G., Nocerino, E., Menna, F., & Nex, F. (2014). State of the art in high density image matching. *The Photogrammetric Record*, 29(146), 144-166. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/phor.12063>
- Seitz, S. M., Curless, B., Diebel, J., Scharstein, D., & Szeliski, R. (2006). *A comparison and evaluation of multi-view stereo reconstruction algorithms*. IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition, Nueva York.
- Tonkin, T. N., Midgley, N. G., Cook, S. J., & Graham, D. J. (2016). Ice-cored moraine degradation mapped and quantified using an unmanned aerial vehicle: A case study from a polythermal glacier in Svalbard. *Geomorphology*, 258, 1-10. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.12.019>
- Ullman, S. (1979). The interpretation of structure from motion. *Proceedings of the Royal Society B*, 203, 405-426. <https://doi.org/10.1098/rspb.1979.0006>
- Warrick, J. A., Ritchie, A. C., Adelman, G., Adelman, K., & Limber, P. W. (2016). New techniques to measure cliff change from historical oblique aerial photographs and Structure-from-Motion Photogrammetry. *Journal of Coastal Research*, 33(1), 39-55. <https://doi.org/10.2112/jcoastres-d-16-00095.1>
- Westoby, M. J., Brasington, J., Glasser, N. F., Hambrey, M. J., & Reynolds, J. M. (2012). 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300-314. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>
- Wheaton, J. M., Brasington, J., Darby, S. E., & Sear, D. A. (2010). Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: Improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(2), 136-156. <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-77649140888&partnerID=40&md5=2ef93cc53edbd60a7e9a8e2fc3621789>

Cómo citar este artículo:

Gómez-Gutiérrez, Á., Conesa-García, C., Ibisate González de Matauco, A., Pérez-Cutillas, P., Portillo-Grau, D., & Segura-Méndez, F. J. (2021). Potencial de las imágenes aéreas históricas y la fotogrametría automatizada para elaborar modelos 3D de cauces efímeros mediterráneos y cuantificar cambios morfológicos. *Cuadernos de Geografía*, 107, 243-268.

<https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21119>



Este obra está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-SinObraDerivada 4.0 Internacional.

ASKOA IBISATE^a
VANESA ACÍN^b
DAVID GRANADO^c
ANA SÁENZ DE OLAZAGOITIA^d

CAMBIOS DE USOS DEL SUELO Y RELACIÓN CON CAMBIOS EN CAUCES CANTÁBRICOS (OIARTZUN Y ORIA)

RESUMEN

Se ha analizado la evolución y relación entre los usos del suelo, el cauce activo y las actuaciones realizadas en el último medio siglo en las cuencas de los ríos Oiartzun y Oria. Se constata una importante reducción de la superficie del cauce activo, con estrechamiento e incremento de la vegetación, coincidiendo en el tiempo con un aumento de la superficie arbórea y arbustiva y suelos antrópicos en ambas cuencas, en detrimento de usos de praderas. Además, durante el mismo periodo se han visto ocupadas las escasas llanuras de inundación funcionales que restaban y se han acometido muchas obras de defensa y modificación de los cauces. Todo ello ha afectado a la superficie del cauce activo, y es, probablemente, el factor más relevante de su ajuste.

PALABRAS CLAVE: cauce activo; usos de suelo; ajustes hidrogeomorfológicos; impactos y presiones antrópicas; geomorfología fluvial.

a Área de Geografía Física, Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco / Euskal Herriko Unibertsitatea, UPV/EHU. C/ Tomás y Valiente, s/n. 01006 Vitoria-Gasteiz. *E-mail:* askoa.ibisate@ehu.eus. <https://orcid.org/0000-0002-9396-476X>.

b ECOTER, S. C. *E-mail:* vanesaacin@gmail.com

c ECOTER, S. C. *E-mail:* davidgranadog@gmail.com

d Área de Geografía Física, Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco / Euskal Herriko Unibertsitatea, UPV/EHU. C/ Tomás y Valiente, s/n. 01006 Vitoria-Gasteiz. *E-mail:* ana.saenzdeolazagoitia@ehu.eus. <https://orcid.org/0000-0003-1912-0259>.

Fecha de recepción: 21-09-2021. Fecha de aceptación: 07-12-2021.

LAND USE CHANGES AND ITS RELATION TO CHANGES
IN CANTABRIAN RIVERS (OIARTZUN AND ORIA BASINS)

ABSTRACT

The evolution and relationship of basin land use, active channel and river works on Oiartzun and Oria basins has been studied. The active channel has reduced its surface, narrowing and increasing riparian vegetation and at the same time anthropic and, especially, forested and shrub surfaces, have grown significantly, while grasslands decreased. Although during the same period the river works on the channels and floodplain occupations have directly modified river channels and probably they have been the main factor for their adjustment.

KEYWORDS: active channel; land use; hydrogeomorphological adjustments; impacts and pressures; fluvial geomorphology.

INTRODUCCIÓN

La morfología fluvial es el resultado de una compleja interacción entre todos los procesos geomorfológicos que ocurren en una cuenca a distintas escalas espaciales y temporales (Schumm, 1977; Lane & Richards, 1997; Church, 2008).

Los cambios en los usos del suelo de la cuenca, en forma de incremento o reducción de la cubierta vegetal, la modificación de los tipos de cubierta vegetal o el incremento en la impermeabilización del suelo, pueden ser resultado de procesos tanto naturales como antrópicos. Estas modificaciones afectan a su vez a los procesos hidrogeomorfológicos, en la medida en que controlan la disponibilidad de escorrentía y aportes sedimentarios que condicionan la dinámica y la morfología fluvial (Rinaldi y Simon, 1998).

El incremento de la cubierta vegetal de porte arbóreo favorece los procesos de infiltración, reduce la erosión del suelo y disminuye la formación de escorrentía superficial (Charlton, 2008). Ello supone una reducción de los caudales circulantes por los cauces y de la disponibilidad de sedimento, lo que favorece la reducción de la dinámica fluvial, la estabilización del cauce, con su consiguiente estrechamiento y proliferación de vegetación de ribera (Beechie et al., 2006; Ibisate et al, 2011) y en ocasiones la transformación de la tipología fluvial (Schumm, 1977). El incremento de las superficies antrópicas urbanizadas sella el suelo e impide los procesos de infiltración o de erosión, de forma que genera escorrentías directas a partir de la precipitación sin aportes de sedimento, lo que incrementa la erosión en los cauces, estrechamientos, incisión y reducción de barras de sedimentos (Yousefi et al., 2019). Una reducción de la cobertura vegetal supone, por el contrario, una mayor escorrentía y una mayor erosión en la cuenca, lo que incrementa el caudal y la aportación sedimentaria. A ello hay que añadir las prácticas de gestión del bosque. Las plantaciones forestales de rápido crecimiento, con prácticas de tala a matarrasa, favorecen en esos momentos los aportes de finos por la exposición del suelo y el paso de maquinaria pesada (Elosegi et al., 2020).

La relación entre los cambios en los usos del suelo y los ajustes en los cauces ha sido analizada en diversos trabajos (García-Ruiz et al., 1997; Bravard, 2002; Kondolf et al., 2002; Liébault et al., 2005). Por su parte, Vázquez-Tarrío et al. (2011) y Marquínez et al. (2018a) han analizado los cambios en la acumulación de sedimento en el cauce en los ríos cantábricos y los ajustes del río a los cambios en la cuenca.

Sin embargo, es probable que factores directos como la invasión del cauce, la modificación de su trazado o la construcción de defensas sean las principales causas de la disminución de la dinámica y de su cauce activo en determinados tramos (Ollero, 2007).

Desde 2013 se están realizando propuestas para la restauración del cauce en ríos de Gipuzkoa (Ibisate et al., 2016), analizando las presiones, los impactos, el estado hidromorfológico y las propuestas de restauración morfológica de ríos de dicho territorio. Ese año se comenzó con el trabajo de la cuenca del río Oiartzun; durante los años 2014 y 2015 se aplicó a la cuenca del río Oria; en 2016 y 2017, a la cuenca del Urumea y desde 2018 y hasta 2021 a la cuenca del río Urola. En este trabajo se presentan los resultados de las cuencas de Oiartzun y Oria.

ÁREA DE ESTUDIO

Las dos cuencas estudiadas se ubican en la vertiente cantábrica y son ríos que, en una escasa distancia, salvan un fuerte desnivel hasta el mar Cantábrico. La cuenca del río Oiartzun tiene una superficie de 85,27 km², mientras que la del Oria, con sus 881,99 km², es la de mayores dimensiones del territorio guipuzcoano y comprende casi la mitad de este (figura 1).

Geológica y litológicamente, la cuenca del río Oiartzun se caracteriza por presentar afloramientos paleozoicos en el extremo suroriental. Bordeando estos materiales encontramos otros de edad jurásica y cretácica y la presencia de un diapiro en la parte central de la cuenca, que condiciona la existencia de materiales menos resistentes a la erosión y una topografía más suave. Finalmente, en la cuenca baja encontramos las series carbonatadas terciarias (Edeso, 2006). En el caso del Oria, el río atraviesa de sur a norte las morfoestructuras del Arco Vasco, donde destaca el predominio de materiales carbonatados, pero con amplia presencia de alternancias de lutitas, areniscas y margas, así como afloramientos diápicos y materiales paleozoicos en su extremo nororiental.

Los cauces del territorio guipuzcoano se caracterizan por su corta longitud, elevada pendiente, fuerte encajamiento y ausencia de llanura de inundación, lo que provoca que el *talweg* de muchos de ellos linde con las propias laderas del valle. Estas características son trasladables a nuestras cuencas, y en especial a la cuenca del río Oria, mientras que en la de Oiartzun, aun teniendo unos cursos fluviales de escasa anchura y cubiertos por vegetación, su grado de encajamiento varía: es mayor en las zonas altas de mayor pendiente, mientras que el sector central presenta mayor amplitud y terrazas.



Figura 1. Cuencas de los ríos Oiartzun y Oria en el contexto del Cantábrico oriental.

Fuente: GeoEuskadi e IDENA.

Ambas cuencas presentan un clima templado húmedo, caracterizado por temperaturas suaves (14,5 °C de media anual) y escasa amplitud térmica. Las precipitaciones son abundantes, con un valor medio anual de 2.333 mm en Oiartzun; oscilan entre algo más de 1.900 mm en la parte baja de la cuenca, y los más de 3.000 mm en los años más húmedos en la parte alta. En la cuenca del río Oria las precipitaciones medias se sitúan en torno a los 1.547 mm, y oscilan entre los 1.300 mm de las zonas más secas de los fondos de valle del interior y los más de 2.000 mm en las partes más elevadas del extremo oriental. Las temperaturas medias son ligeramente inferiores a las de Oiartzun (Diputación Foral de Gipuzkoa, 2021).

Esa elevada pluviometría se traduce en altos caudales específicos, singularmente en la cuenca del río Oiartzun, con 43,5 l/s/km², mientras que en la cuenca del río Oria, con menor pluviometría y mayor superficie, son 33,78 l/s/km², aunque registra los caudales medios absolutos más elevados de todo el territorio guipuzcoano, con 29,79 m³/s frente a los 3,71 m³/s del río Oiartzun (Diputación Foral de Gipuzkoa, 2021).

Los usos forestales predominan en ambas cuencas, aunque en la cuenca del Oria la superficie forestal es considerablemente superior, destacando las repoblaciones de coníferas. En la cuenca del río Oiartzun, los bosques se circunscriben a la cuenca alta y a las zonas de mayor pendiente. Las praderas

presentan una superficie similar y se ubican en el fondo del valle, más amplio y con menores pendientes, así como en las laderas de las colinas. Los usos antrópicos (suelos urbanos e industriales), se desarrollan cerca de las vías de comunicación, que coinciden con el eje principal del río Oria y ocupan las escasas llanuras de inundación, mientras que en Oiartzun presentan una mayor extensión en la parte baja de la cuenca y se extienden a través del corredor oeste-este de la carretera A-1 y los fondos de valle. Ambas cuencas apenas cuentan con grandes infraestructuras de regulación de caudales y retención de sedimentos, como grandes embalses; no obstante, son numerosos los azudes que fragmentan ambas redes de drenaje, lo que limita la dinámica sedimentaria.

Las cuencas de Oiartzun y Oria han tenido una afección antrópica de carácter secular. En Oiartzun, el pastoreo, las ferrerías, las talas, los incendios o la presencia de las minas romanas de Arditurri (Edeso, 2006) dan cuenta de presiones e impactos que han alterado los usos del suelo de la cuenca y el cauce, con claras afecciones a los procesos hidrogeomorfológicos de sus ríos. Edeso (2006) señala que algunos depósitos analizados en el estuario del río Oiartzun presentan materiales procedentes de la mina de Arditurri. Esos depósitos, de origen claramente antrópico, junto con los procedentes de la roturación y tala de la cuenca, han ido colmatando el estuario de la bahía de Pasajes, formado en el Holoceno, con la transgresión flandriense y que hasta entonces presentaba una dinámica incisiva (Edeso, 2006).

En el caso de la cuenca del Oria, las presiones han sido también muy intensas, algunas de carácter secular, en forma de pastoreo, roturación, transformación del agrosistema vasco (Ugarte, 1986), talas, repoblaciones, ferrerías y azudes (Ugarte & Ugalde, 1989). Dichas presiones se intensificaron a raíz de la industrialización producida desde mediados del siglo xx, habiéndose ocupado prácticamente todas las llanuras de inundación y transformado el trazado y las orillas de los ríos de los cursos medio y bajo del río Oria y los tramos bajos de los afluentes con un continuo de defensas fluviales.

El objetivo del trabajo es analizar la evolución de los cambios acaecidos desde mediados del siglo xx en los usos del suelo de ambas cuencas y sus llanuras de inundación y relacionarlo con los cambios en el cauce activo de ambos ríos.

METODOLOGÍA

Mediante el empleo de sistemas de información geográfica, *software* ArcGis, v.10.2.2, se han cuantificado los cambios en los usos del suelo de las cuencas y la evolución del cauce activo de la red fluvial estudiada.

La evolución de los cauces se determinó a través de su cauce activo, el área que engloba la superficie de la lámina de agua y la de las barras de sedimentos desnudas (Surian, 1999; Comiti et al., 2011). Para ello, mediante fotointerpretación se digitalizaron tres imágenes de 1954, 1983 y 2012 en Oiartzun, siendo esta última de 2013/2014 en Oria, de modo que se reflejara la primera fotografía disponible, una intermedia y una reciente, lo que permite analizar la evolución en el último medio siglo (tabla 1).

Tabla 1. Características de los vuelos empleados para el análisis del cauce.

Cuenca	Vuelo	Fecha	Escala	Fuente
Oiartzun y Oria	1954	Enero 1954	1:10.000	DFG
Oiartzun y Oria	1983	Mayo-Junio 1983	1:30.000	IGN
Oiartzun	2012	24/07/2012	1:5.000 Tamaño píxel 0,22 m	PNOA
Oria – cuenca alta	2013	21/08/2013	1:5.000 Tamaño píxel 0,22 m	GeoEuskadi
Oria – cuenca baja	2014	16/07/2014 10/09/2014 03/10/2014	1:5.000 Tamaño píxel 0,22 m	PNOA

La fotointerpretación presenta la dificultad derivada de la estrechez de los valles y la baja calidad de las fotografías más antiguas en algunas de las zonas. Es por ello por lo que algunos tramos no se han podido estudiar, ya que las características morfológicas del cauce no permiten cambios significativos en planta, bien por la pendiente o por el elevado grado de encajamiento. Otra circunstancia habitual es la escasa dimensión de los cauces cantábricos, que impide su distinción a través de la fotografía aérea, o la presencia de una vegetación de ribera que impide la visibilidad. Asimismo, se han descartado aquellos tramos bajos con influencia mareal por tratarse de morfologías derivadas tanto de los procesos fluviales como marinos.

Por ello, la cartografía del cauce activo se ha limitado a nueve ríos del área de estudio, por ser los únicos visibles a través de las fotografías aéreas y ortoimágenes, lo que ha sumado una totalidad de 106,99 km. Los cursos fluviales y tramos que se han digitalizado y analizado han sido solo parte del eje principal de la cuenca del río Oiartzun (tabla 2, figura 2) y, en la cuenca del río Oria, al eje principal se han añadido otros siete tributarios (tabla 2 y figura 3). En gran parte de los tributarios se trata solamente del tramo final en su confluencia con el río Oria, caso de los ríos Amezketa, Leitzaran y Urtsuaran.

Tabla 2. Longitudes de los ríos en los que se ha analizado el cauce activo.

Cuenca	Río	Longitud (km)
Oria	Agauntza	14,35
	Amezketa	0,2
	Amundarain	4,16
	Araxes	8,8
	Berastegi	1,59
	Oria	66,42
	Leitzaran	0,56
	Urtsuaran	0,61
Oiartzun	Oiartzun	10,3

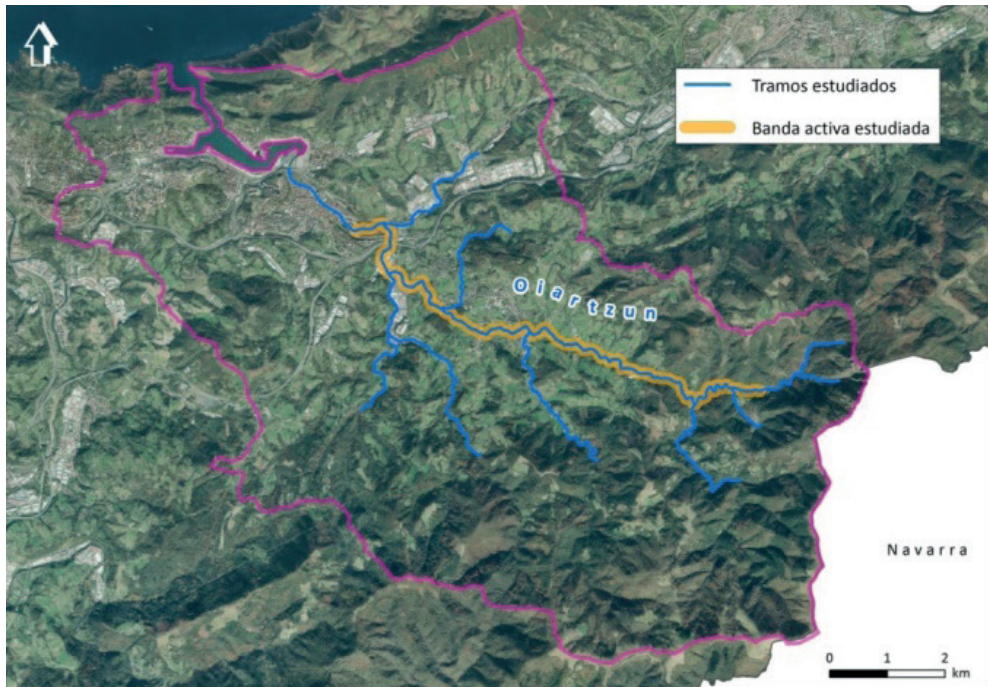


Figura 2. Tramos de la red fluvial del río Oiartzun en los que se ha analizado el cambio en el cauce activo.

Fuente: GeoEuskadi.

La digitalización del cauce activo permitió también la identificación de otro tipo de actuaciones sobre el cauce, como rectificaciones, cortas artificiales de meandros, soterramientos o rellenos de cauces, entre otras.

Los cambios en los usos del suelo de la cuenca se han cuantificado a partir del análisis de imágenes de satélite (Vicente-Serrano et al., 2006; Lasanta & Vicente-Serrano, 2007). Se ha tratado de hacer coincidir las fechas de las imágenes de satélite con las de las fotografías aéreas y ortoimágenes, de modo que se puedan comparar los resultados del análisis del cauce activo con los cambios en los usos del suelo. En este caso, no se dispone de imagen coincidente con el primer fotograma analizado en la banda activa, de 1954, por lo que el análisis de los usos del suelo se ha reducido exclusivamente a las fechas de 1984 para la fecha intermedia y para el análisis más reciente, imágenes de 2011 y 2015 para Oiartzun y Oría respectivamente, tratando de hacer coincidir las fechas de las imágenes de satélite con las de las ortofotos (tabla 3). Dichas imágenes fueron obtenidas a través del *Global Visualization Viewer* (GloVis, 2021).

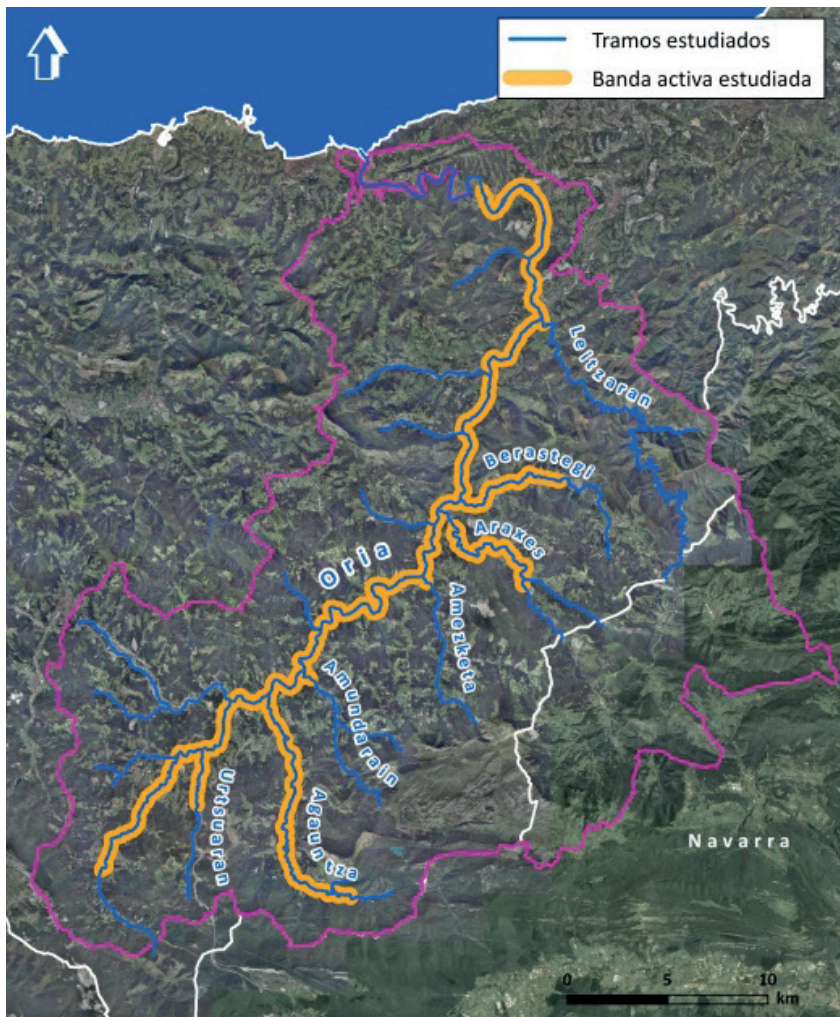


Figura 3. Tramos de la red de drenaje de la cuenca del río Oría en los que se ha analizado el cambio en el cauce activo.

Fuente: GeoEuskadi, IDEE.

Tabla 3. Imágenes de satélite seleccionadas.

Cuencas	Zona	Fecha	Bandas	Satélite	Resolución
Oiartzun y Oría	200-30	12/9/84	7	Landsat 5	30 metros
Oiartzun	200-30	4/2/11	7	Landsat 5	30 metros
Oría	200-30	30/6/15	11	Landsat 8	30 metros

A partir de las imágenes de satélite se han cartografiado cinco categorías de usos de suelo mediante un proceso de clasificación supervisada: “Superficie rocosa, depósitos y suelo desnudo”, “Superficie agraria, cultivos, pastos y praderas”, “Superficie arbórea y arbustiva”, “Superficie antrópica y degradada” y “Superficie de agua”. Estas categorías se han definido atendiendo a su relación con la respuesta hidrológica y la aportación sedimentaria y se asemejan a clasificaciones realizadas por otros autores (Segura-Beltran & Sanchis-Ibor, 2013).

El proceso de clasificación supervisada partió de la descompresión de las imágenes y una posterior combinación de las bandas. Landsat 5 dispone de siete bandas, mientras que Landsat 8 tiene once bandas. Dado el mayor número de bandas con diferentes longitudes de onda de Landsat 8, se han llevado diferentes composiciones para ajustarlo al tratamiento realizado con Landsat 5. Así pues, en el proceso de discriminar cubiertas, se han usado las diferentes composiciones, unas para discriminar áreas urbanas, roca y suelo desnudo (5-6-4; 7-6-2), otras para discriminar áreas agrícolas (6-5-2; 5-6-2) y otras para superficies vegetadas (6-5-4; 5-4-3) (figura 4). Se trata de composiciones habituales que permiten distinguir mejor los usos de suelo y la vegetación. La disponibilidad de fotogramas aéreos que se aproximan a las fechas de obtención de las imágenes satélite, ha permitido la corroboración de distintas cubiertas del año 1984 con la fotografía aérea de 1983, , la de 2011 con la de 2012 y la de 2015 con las ortoimágenes de 2013 y 2014.

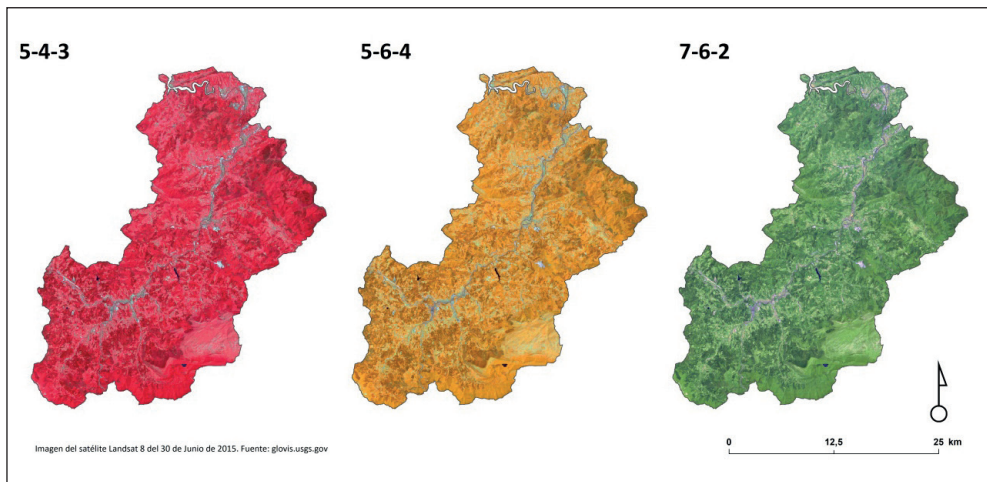


Figura 4. Ejemplo de varias composiciones en falso color de la cuenca del Oria en junio de 2015. Izquierda: Bandas 5-4-3. Centro: Bandas 5-6-4. Derecha: Bandas 7-6-2. Fuente: Glovis.usg.gov

Tras esto, se han seleccionado distintas áreas de entrenamiento, de las que se conoce el uso del suelo por la comprobación en el campo, su identificación mediante fotografía aérea o la visualización

de su signatura espectral. A partir de ello, se elaboró la cartografía de usos de suelo de cada una de las cuencas.

RESULTADOS

Cambios en el cauce activo

Los resultados de la digitalización se han representado cartográficamente y se ha cuantificado su evolución mediante gráficos (figura 5).

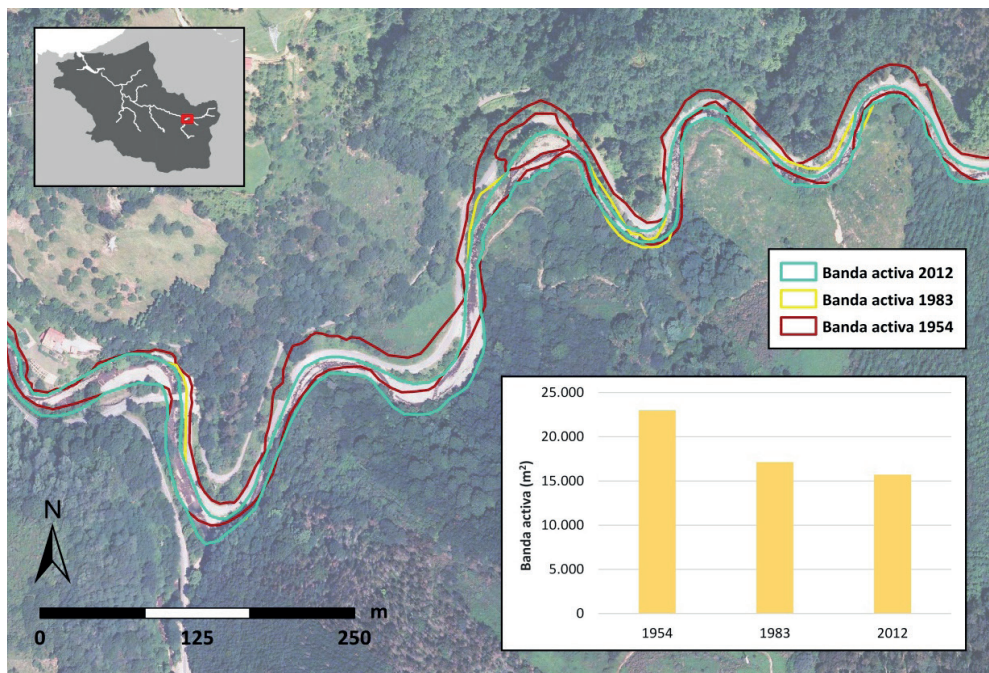


Figura 5. Representación cartográfica de la evolución del cauce activo de un tramo del río Oiartzun y evolución de su superficie en los tres años estudiados.

La evolución del cauce activo en el río Oiartzun presenta una reducción total de 27.932 m², lo que supone una merma de un 32,1 % (tabla 4 y figura 6). Durante el primer periodo estudiado (1954-1983) se produce una reducción muy importante de la superficie (22.376 m², 27,3 %), mientras que en el segundo periodo (1983-2012) prosigue la reducción, pero de forma muy modesta (5.556 m², 6,3 %). Ello ha supuesto una pérdida anual de 481 m², pero de mayor intensidad en los primeros 29 años, con una tasa de 772 m²/año frente a los 192 m²/año de la segunda mitad del total del periodo analizado.

Tabla 4. Modificación de la superficie del cauce activo entre 1954 y 2013/14 en los ríos estudiados.

Río	% alteración cauce activo		
	1954-1983	1983-2013/14	1954-2013/14
Agauntza	-32,8	-25,9	- 50,2
Amezqueta	-7,4	+ 29,0	+ 19,4
Amundarain	-16,2	-14,9	-28,7
Araxes	-25,6	-18,2	-39,1
Berastegi	-11,9	-11,6	-22,1
Leitzarain	-38,1	+ 9,7	-32,1
Urtsuaran	-5,4	-20,4	-24,7
Oiartzun	-27,3	-7,3	-32,1
Oria	-7,3	-9,9	-16,5

En la red fluvial del río Oiartzun se descartaron los tramos superiores por su elevada pendiente y encajamiento y las reducidas dimensiones del cauce, que no permiten cambios significativos en planta y dificultan su cartografía. El tramo final está muy alterado por la actividad humana, con numerosas defensas que han dificultado la dinámica y movilidad del cauce, además de estar condicionado por la dinámica del estuario.

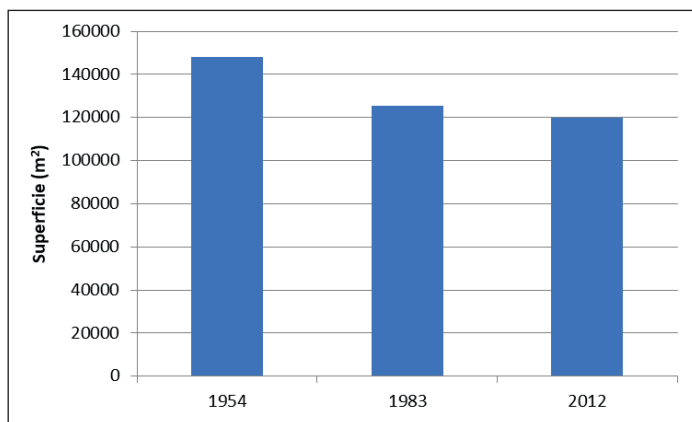


Figura 6. Cuantificación de la evolución de la superficie del cauce activo en el tramo del río Oiartzun estudiado.

Aunque en valores absolutos la disminución de la superficie del cauce activo en la cuenca del río Oria es de en torno a 443.456 m², en términos relativos es algo más modesta a la identificada en Oiartzun, del orden de un 21,9 % en el conjunto de la serie estudiada (tabla 4 y figura 7). Esa reducción se reparte de manera muy similar en los dos subperiodos estudiados, y es de alrededor del 11,6 %. Eso supone una disminución de 8.093,2 m²/año entre 1954 y 1983 y de 6.523,5 m²/año entre 1983 y 2013/14, por lo que en el conjunto de la serie es de 7.269,8 m²/año.

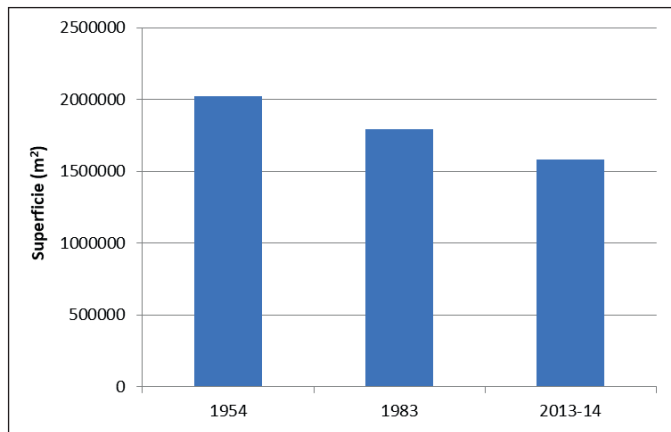


Figura 7. Cuantificación de la evolución de la superficie del cauce activo en el conjunto de la red fluvial estudiada de la cuenca del Oria.

Si analizamos los distintos afluentes y tramos identificados, se ha observado una disminución generalizada del cauce activo, en algunos casos por la proliferación de la vegetación en fechas más recientes, o por la presión urbanística e industrial, especialmente en sus tramos medios y bajos (tabla 4). Salvo el tramo del río Amezqueta, que ha incrementado su superficie, el resto de los tramos estudiados han presentado una apreciable reducción en su superficie desde 1954 a 2013/14. Destaca la reducción en un 50 % del tramo del río Agauntza, seguido del 39 % del río Araxes o del 32 % del Leitzarán. Urtsuarán, Berastegi y el propio eje del río Oria presentan los valores más bajos, con reducciones del 24,7, 22 y 16 %, respectivamente.

Así, en diversos tramos del río Oria, Agauntza y Araxes esa reducción del cauce activo se ha manifestado por una reducción de la superficie de barras de sedimentos desnudas y la proliferación de la vegetación en el cauce, principalmente en la última fotografía estudiada (figura 8).

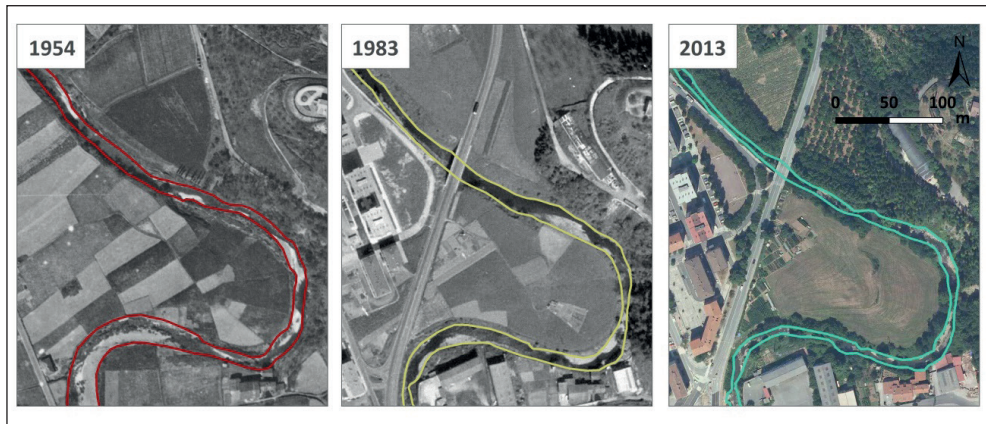


Figura 8. Evolución de la banda activa en un tramo del río Agautza.

Los incrementos en la superficie del cauce activo se producen fundamentalmente ligados a actuaciones en los cauces. Este hecho se ha constatado en el caso del río Amezketa en el último periodo de 1983 a 2014, no por una reactivación de la dinámica fluvial, sino por la urbanización del tramo, que ha eliminado la vegetación de ribera y desnaturalizado el cauce. En el caso del río Leitzaran, también se produce un incremento en la superficie del cauce activo en este segundo subperiodo, sin que haya alterado el balance global, debido a la modificación artificial de la confluencia con el río Oria en el casco urbano de Andoain, en la que se actúa incrementando la superficie de cauce.

Los tramos de los ríos Amezketa, Berastegi, Leitzaran y Urtsuaran son los más cortos de todos y circunscritos al tramo final de su desembocadura en el colector principal. Se trata de tramos urbanos, muy alterados, con orillas defendidas, en algún caso con trazados modificados y que, por lo tanto, no representan la tendencia real de la evolución de la superficie del cauce activo. Puntualmente, se observan también cambios en algunos tramos del río Oria, como el incremento entre 1983 y 2014 de la superficie del cauce activo por la urbanización de un polígono industrial próximo a Ikaztegieta, la urbanización de la orilla derecha en la zona urbana de Lasarte-Oria o la construcción de la estación de aforo de Alegia.

Evolución de los usos del suelo

El análisis de la evolución de los usos del suelo entre 1984 y 2011 en la cuenca del río Oiartzun se recoge en los datos de la tabla 5 y la figura 9.

La cuenca del río Oiartzun muestra entre 1984 y 2011 un incremento de casi el 10 % de la superficie forestal y arbustiva, donde el mosaico de prados y bosques se cierra, especialmente en la cuenca alta y media y en zonas de mayor pendiente (tabla 5 y figura 9). Estos cambios de uso han ido en detrimento de las superficies de cultivos y prados, que han perdido un 10,6 %, de modo que el anterior mosaico de prados y bosques evoluciona hacia una masa boscosa más continua. Mientras tanto, la superficie de suelos antrópicos, degradados y suelo desnudo se incrementa un 1 %, especialmente por el continuo urbano

del eje del río Oiartzun y del eje suroeste-noreste de la carretera A-1. Sin embargo, las zonas degradadas, o con roca expuesta, como el entorno de la mina de Arditurri, en el sureste de la cuenca, se han tapizado con vegetación.

Tabla 5. Porcentaje de cada categoría de uso de suelo en la cuenca del Oiartzun en 1984 y 2011.

Uso de suelo	1984	2011
Superficie antrópica, degradada y suelo desnudo	12,9	13,8
Superficie agraria, cultivos, pastos y praderas	56,0	45,4
Superficie arbórea y arbustiva	31,0	40,8

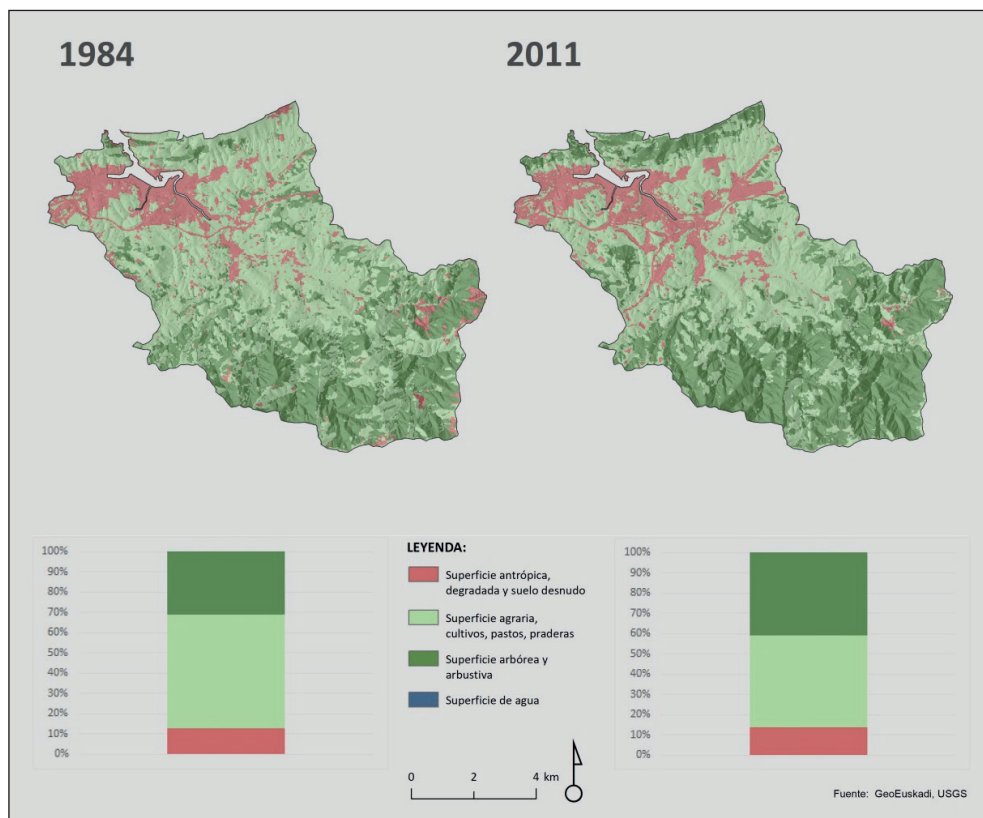


Figura 9. Evolución de los usos del suelo en la cuenca del río Oiartzun.

Fuente: GeoEuskadi, USGS.

La evolución del conjunto de la cuenca del río Oria y las principales subcuencas analizadas (Agauntza, Amundarain y Araxes) se recogen en la tabla 6 y figura 10. Las subcuencas de Amezqueta, Berastegi, Leitzarain y Urtsuaran no han sido representadas, dado que solo se ha estudiado el cauce activo de tramos concretos, finales, de zonas muy urbanizadas.

Tabla 6. Porcentaje de cada categoría de uso de suelo en la cuenca del Oria en 1984 y 2015.

Uso de suelo	Oria		Agauntza		Amundarain		Araxes	
	1984	2015	1984	2015	1984	2015	1984	2015
Superficie antrópica, degradada y suelo desnudo	4,4	4,4	7,9	2,8	6,4	2,2	2,4	2,2
Superficie agraria, cultivos, pastos y praderas	43,7	30,2	32,8	21,9	52,3	44,8	37,9	22,9
Superficie arbórea y arbustiva	51,8	65,4	59,3	75,1	40,6	53,0	59,7	74,4

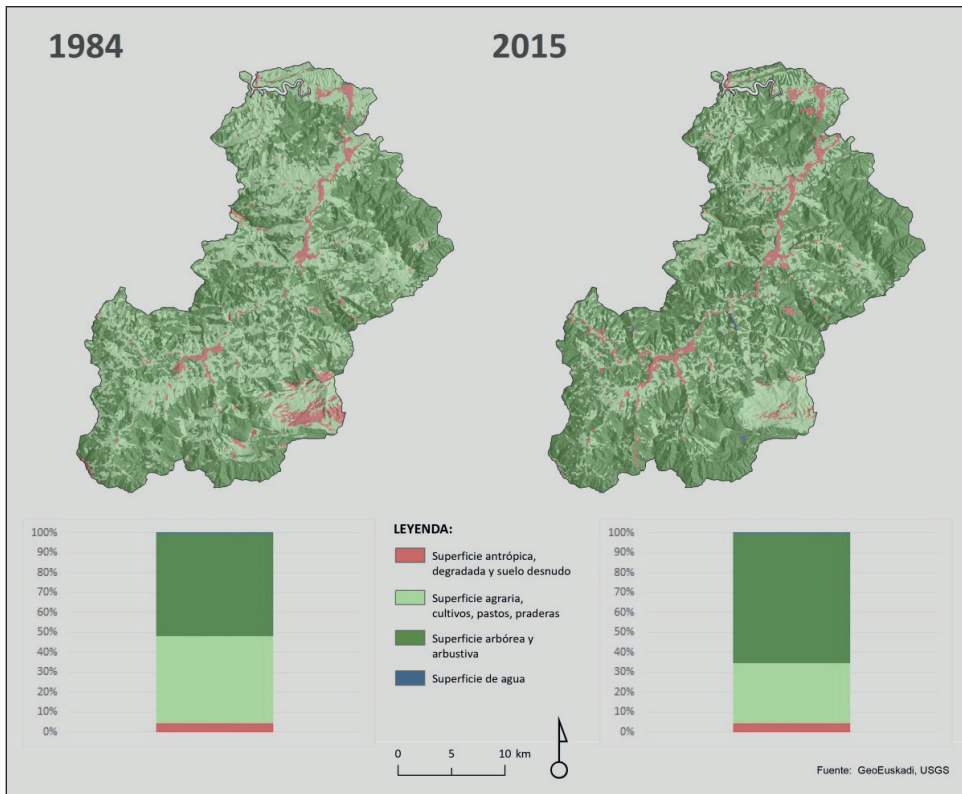


Figura 10. Usos del suelo en la cuenca del río Oria.

Fuente: GeoEuskadi, USGS.

Tanto los datos numéricos de la tabla 6 como el mapa de la figura 10 reflejan un incremento de las superficies forestales y arbustivas, principalmente en las zonas de mayor pendiente tanto en el conjunto de la cuenca del río Oria como en las distintas subcuencas analizadas; en todas ellas se produce en torno a un 15 % de incremento, salvo la subcuenca de Amundarain, la menos forestada. Por el contrario, se produce una disminución de las superficies agrarias, pastos y praderas.

La figura 10 muestra en los fondos de valle un incremento y continuidad de las superficies antrópicas, usos urbanos e industriales, así como la de superficies degradadas. Sin embargo, los cálculos de esta categoría no muestran cambios en el conjunto de la cuenca, y en algunas subcuencas se producen, al contrario, descensos en los valores porcentuales. Esto se debe a que algunas superficies de roca desnuda han sido tapizadas con herbáceas, como ejemplo la zona suroriental, correspondiente al domo de Ataun y roquedos de la sierra de Aralar, que afecta a las cabeceras de las tres subcuencas analizadas, y especialmente a Agauntza y Amundarain.

Los cambios en la superficie del cauce activo y la superficie arbórea y arbustiva de la cuenca del río Oiartzun muestra una relación inversa (figura 11).

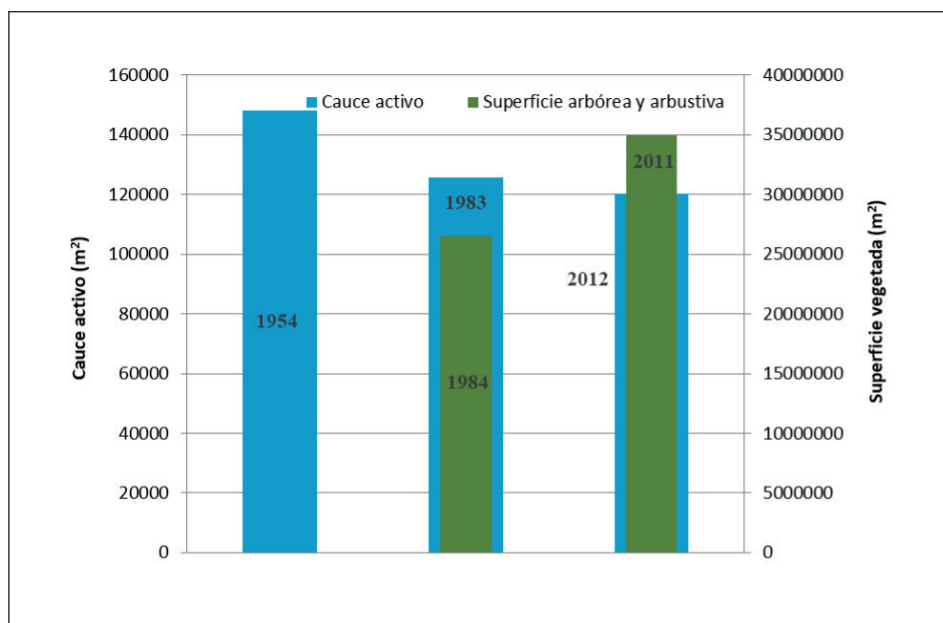


Figura 11. Relación entre cauce activo y superficie arbórea y arbustiva en la cuenca del río Oiartzun.

La superficie del cauce activo presenta una disminución paulatina, mientras que desde 1983, año en el que se ha iniciado el análisis de los usos del suelo, la superficie arbórea y arbustiva ha mostrado un notable incremento en su superficie (figura 11).

En la cuenca del río Oria observamos idéntico comportamiento (figura 12). Esa misma tendencia es apreciable en las tres subcuencas del Oria estudiadas, Agauntza, Amundarain y Araxes, donde los patrones registrados en la evolución de los usos del suelo y del cauce activo se corresponden con el conjunto de la cuenca del río Oria.

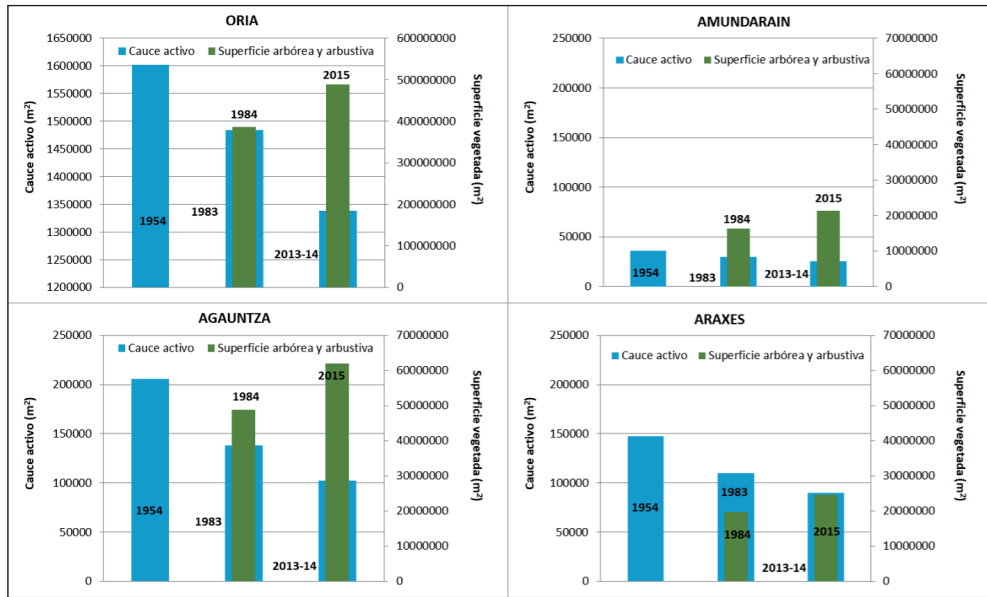


Figura 12. Relación entre cauce activo y superficie arbórea y arbustiva en la cuenca del río Oria.

Alteraciones del cauce y la llanura de inundación

El cauce activo ha mostrado una reducción de su superficie a lo largo del periodo de estudio, tal y como se aprecia en el análisis de la evolución de los usos del suelo de la cuenca a lo largo de los ejes fluviales, como en el curso del río Oria, y especialmente en los tramos bajos del resto de los ríos analizados. Al mismo tiempo, ha habido una artificialización de usos que, favorecida por una reducción de la dinámica fluvial y la realización de obras de defensa, ha llevado a la proliferación de superficies urbanas e industriales (figura 13).

En tramos de ríos que atraviesan zonas muy urbanizadas se detecta una reducción de la superficie del cauce activo. Se corresponde en términos generales con los tramos bajos o zonas del eje del Oria que atraviesa núcleos urbanos y zonas donde la llanura de inundación alcanza una mayor anchura. En muchos de estos tramos, la urbanización ya alcanza una importante extensión en 1954, de modo que entre ese año y 1983 los cambios no tienen la intensidad que se aprecia en general, y a partir de

entonces la reducción se debe al desarrollo de la vegetación en el cauce por disminución de la dinámica fluvial (figura 14A).

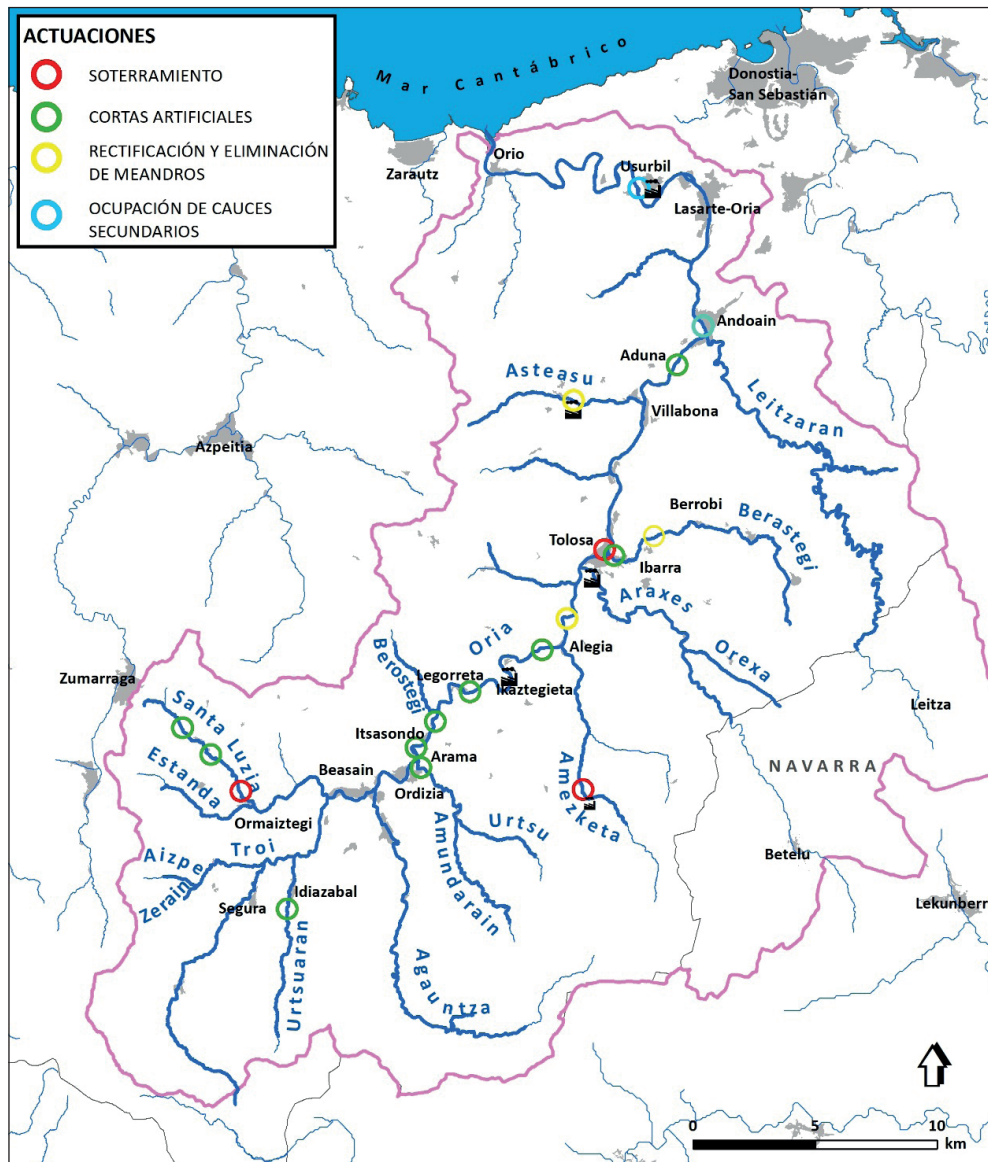


Figura 13. Actuaciones en los cauces en la red fluvial de la cuenca del río Ormaiztegui.

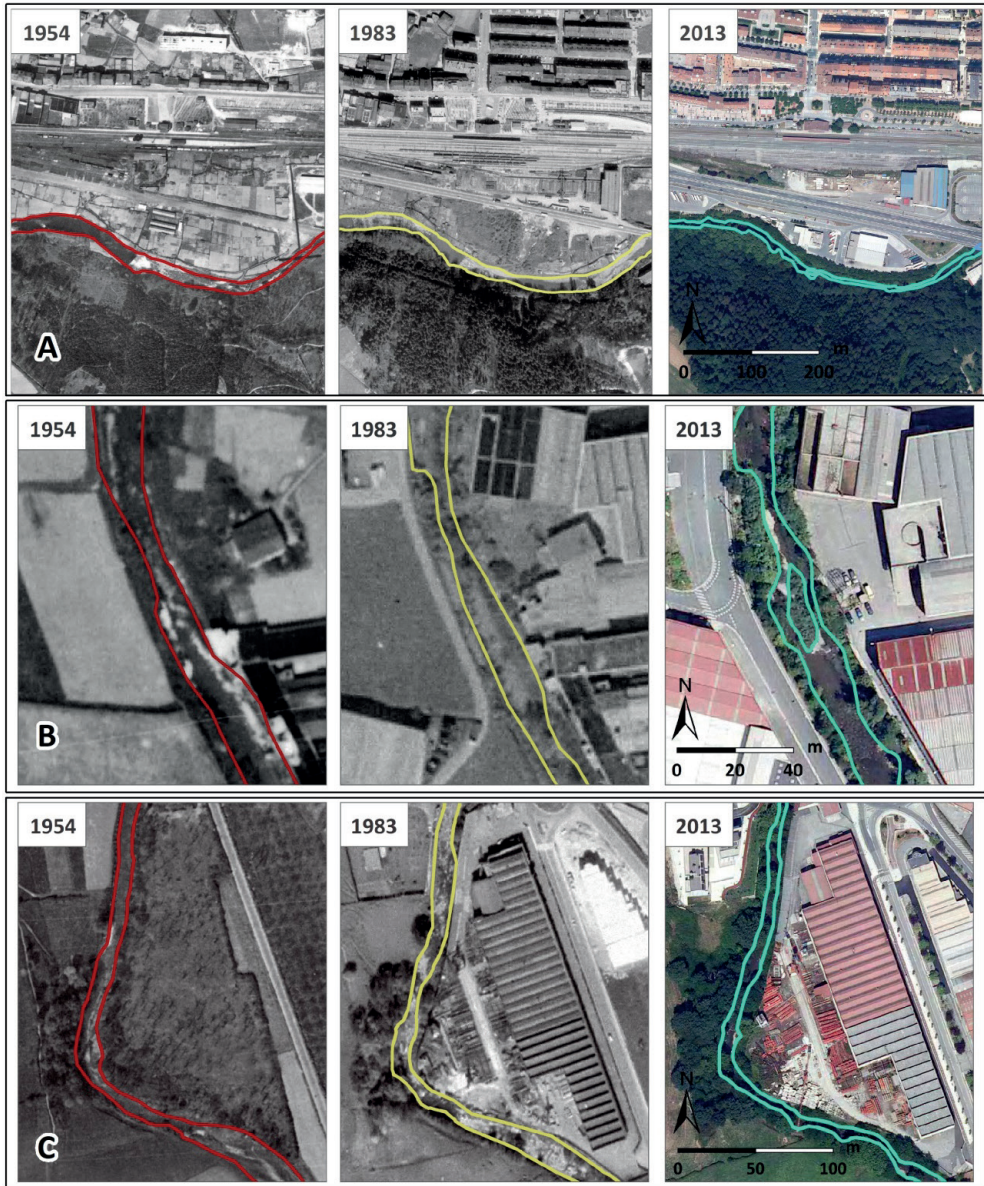


Figura 14. Evolución del cauce activo: A) en el tramo del río Oria que atraviesa la localidad de Beasain; B) en un tramo del río Araxes cuando atraviesa un polígono industrial próximo a la desembocadura en el río Oria, y C) en un tramo del río Agantza.

En otros casos el desarrollo urbanístico posterior a 1954 conlleva la reducción del cauce activo en 1983, que se estabiliza en el siguiente periodo, 1983-2013. Este es el caso de algunos tramos bajos como el del río Araxes (figura 14B) o en los últimos tramos del río Oria a su paso por Andoain o Lasarte-Oria. Otros tramos registran sus cambios fundamentalmente en el periodo entre 1983 y 2013, como es el caso del tramo bajo del río Agauntza (figura 14C).

A pesar de que la evolución general del cauce activo ha sido decreciente en todos los tramos, los impactos directos sobre el cauce han sido mucho mayores en los cursos bajos de los ríos (figura 13). Dentro de esos impactos se han constatado cortas artificiales de meandro entre 1983 y 2013/14, lo que ha conllevado una pérdida irreversible de la morfología fluvial natural. Las cortas artificiales de meandro detectadas han sido las recogidas en la tabla 7.

Tabla 7. Cortas de meandro artificiales identificadas en la red fluvial de la cuenca del río Oria.

	Río	Descripción y localización
CORTAS DE MEANDRO	Oria	Dos cortas en la zona industrial entre Arama e Itsasondo.
		Dos cortas por la construcción de la vía de comunicación A-1 entre las localidades de Legorreta y Alegia.
		Corta artificial del meandro en el punto de confluencia de la A-1 y A-15, en el término municipal de Aduna, aguas arriba de la localidad de Andoain.
	Berastegi	Corta artificial de un meandro próximo a la desembocadura en el río Oria, en el límite de las localidades de Ibarra y Tolosa.
	Urtsuaran	Corta artificial del meandro en las inmediaciones de la localidad de Idiazabal.
	Amundarain	Corta artificial de un meandro en la zona industrial de Ordizia y Arama (figura 15A).
	Santa Luzia	Dos cortas identificadas en el río Santa Luzia.

En otros casos se ha modificado el trazado de los meandros para la construcción de vías de comunicación (tabla 8).

Tabla 8. Modificaciones y rectificaciones de trazados en la red fluvial de la cuenca del río Oria.

Río	Descripción y localización
Oria	Modificación del trazado en el meandro por la construcción de la vía de comunicación A-1 tras la localidad de Alegia.
Berastegi	Modificación de trazado en un área industrial de la carretera que se dirige a la localidad de Berrobi.
Asteasu	Rectificación del trazado en el río Asteasu y la desaparición de un meandro por el desarrollo de un polígono industrial entre Elizmendi y Beballea (figura 15C).

Otras modificaciones se deben a soterramientos (tabla 9) o a la ocupación y urbanización de canales secundarios, lo que simplifica o destruye la cuenca en planta (tabla 10).

Tabla 9. Soterramientos en la red fluvial de la cuenca del río Oria.

Río	Descripción y localización
Berastegi	Soterramiento del cauce en la confluencia con el río Oria en Tolosa.
Amezketta	Soterramiento bajo el polígono industrial de la localidad homónima entre 1954 y 1983 (figura 15B).
Santa Luzia	Soterramiento bajo el polígono industrial de Sorozabal, aguas arriba de Ormaiztegi.

Tabla 10. Ocupación y urbanización de canales secundarios en la red fluvial de la cuenca del río Oria.

Río	Descripción y localización
Oria	Cauce secundario de la margen izquierda de Andoain, urbanizado en 1983 y 2014.
	Canal secundario de la margen derecha en la localidad de Usurbil rellenado en 1983 y ocupado por un polígono industrial en 2014 (figura 15D).

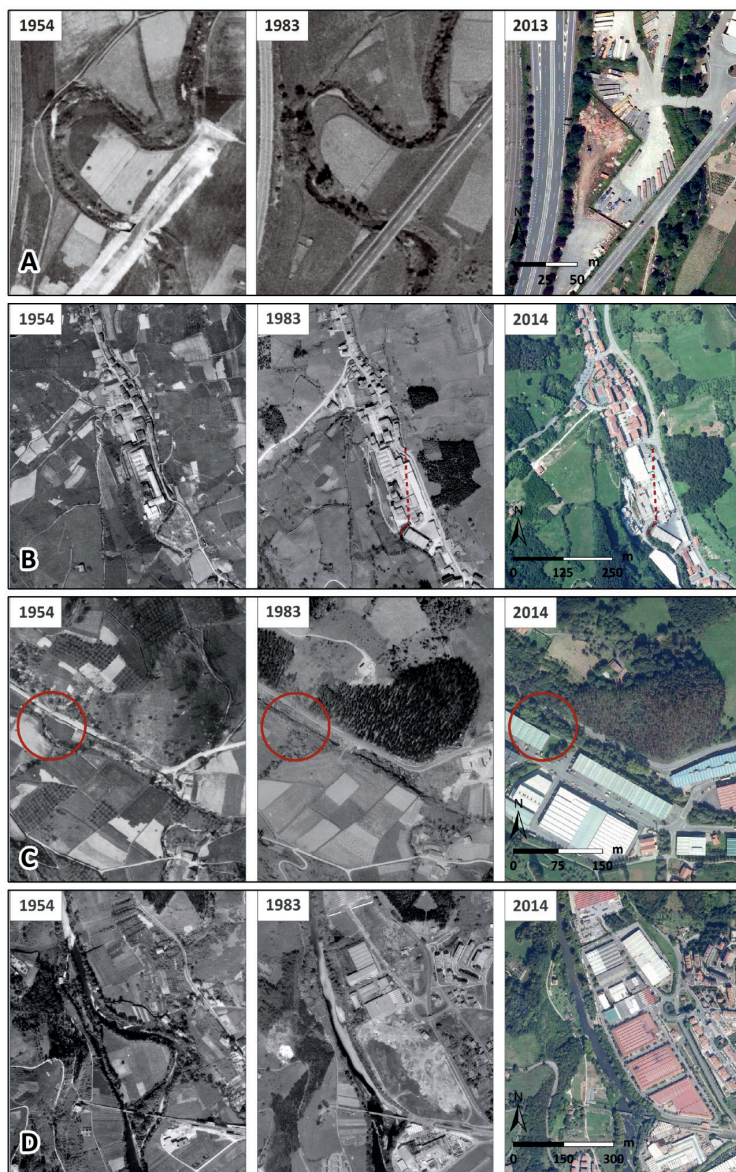


Figura 15. A) Evolución del meandro de Amundarain aguas arriba de su confluencia con el Oria. En 2013 se aprecia la corta artificial. B) Arriba evolución del meandro del río Amezketa y su soterramiento. C) Evolución del trazado del río Asteasu debido a una rectificación del cauce y desaparición de un meandro en un área donde se desarrolla en 2014 un polígono industrial. D) Evolución del meandro del Oria en Usurbil. En 1983 se observa la desaparición del meandro que había en 1954. En 2014 se ha desarrollado un polígono industrial.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis de la evolución de los usos de suelo de la cuenca y su comparación con la evolución del cauce activo a partir de documentación fotográfica histórica y del análisis de imágenes de satélite permitieron conocer los cambios acaecidos desde la segunda mitad del siglo xx.

Así, se ha podido corroborar que el cauce activo ha sufrido un estrechamiento y una merma en su superficie en ambas cuencas, coincidente en el tiempo, por una parte, con los cambios en los usos del suelo de la cuenca, y por la otra, con las actuaciones realizadas sobre el cauce y el desarrollo de una importante superficie urbana industrial en su llanura de inundación, lo que ha provocado un aumento de la presión antrópica sobre el sistema, que ha derivado en una notable pérdida de diversidad geomorfológica y ambiental.

Estos resultados son consistentes con los procesos observados en distintos ríos europeos, donde se constataron tendencias similares de ajustes en el último medio siglo ligados a los cambios en los usos del suelo en forma de incremento de la colonización vegetal (Liébault & Piégay, 2002; Rinaldi, 2003; Keestra et al., 2005; Piégay et al., 2004; Harvey, 2007; Surian et al., 2009). La misma tendencia se ha observado en ríos ibéricos tanto mediterráneos como atlánticos. En la cuenca del Ebro, se han identificado ajustes geomorfológicos en los ríos en las cuencas del Pirineo Central, con una colonización vegetal, estrechamiento y estabilización del cauce (García-Ruiz et al., 1997; Beguería et al., 2006; García-Ruiz et al., 2010). En otros cursos fluviales se ha constatado esa reducción de la superficie fluvial, estrechamiento del cauce y disminución de barras de sedimentos desnudas, pero con afecciones añadidas como la regulación hidrológica y retención de sedimento por parte de embalses, como en el río Ebro (Ollero, 2010; Vericat & Batalla, 2004; Besné & Ibisate, 2015); en los tramos bajos del Arga y Aragón (Acín et al., 2011); en el Gállego, donde se añade el efecto de los dragados (Martín-Vide et al., 2010) y en el río Jarama, en el centro de la península (Uribelarrea et al., 2003). El mismo patrón ha sido identificado en ramblas mediterráneas como la de Cervera (Segura-Beltran & Sanchis-Ibor, 2013; Sanchis-Ibor & Segura-Beltran, 2014). En cambio, en el río Serpis, los cambios morfológicos solo son debidos a la influencia del embalse, sin que los cambios en los usos del suelo de la cuenca muestren relevancia (Navarro et al., 2016). En el caso de la Rogativa (Murcia), los cambios morfológicos son principalmente fruto de las actuaciones en el cauce así como de las presas de retención de sedimentos (*check-dams*) en su cuenca (Boix-Fayos et al., 2007; Conesa et al., 2012). En la vertiente cantábrica, también se constata la misma tendencia tanto en el río Esva como en el Saja (Marquín et al., 2018a, 2018b)

Los cambios en la morfología del río y la afección al cauce activo son en Oiartzun más intensos en el primer periodo estudiado, 1954-1983, y se estabilizan en el segundo. Sin embargo, en el eje del río Oria la disminución de esta superficie ha sido bastante homogénea entre los dos periodos (1954-1983 y 1983-2015) debido a que en esta cuenca en el año 1954 ya existía una presión urbanística en la llanura de inundación, principalmente en el colector principal. Los afluentes muestran una reducción más intensa y repartida entre ambos periodos (Agauntza, Araxes, Amundarain o Berastegi), mientras que los otros tramos estudiados presentan una escasa longitud que permita un análisis comparativo.

En general se han podido identificar diferentes dinámicas:

1. Sistemas fluviales en áreas semiurbanas en las que se ha producido un descenso de la actividad del cauce, menor número de barras, estrechamiento y mayor vegetación. En este sentido, destacan los datos del río Agauntza, que engloba tramos de ríos con menor urbanización, pero que, sin embargo, acusa también una reducción del cauce activo, así como diversos tramos del río Araxes.
2. Sistemas fluviales en áreas muy urbanizadas donde se ha constatado generalmente una disminución de la superficie del cauce activo, que se corresponden principalmente con los tramos bajos de los ríos, donde la llanura de inundación se hace más extensa. En este sentido, el cauce activo de los cursos bajos ha evolucionado de las siguientes maneras en función del desarrollo urbano e industrial de la llanura de inundación:
 - Proceso de urbanización ya existente en 1954. Se estabiliza el cauce activo en 1983 y sufre una nueva merma en el siglo XXI. Este proceso se aprecia en el tramo medio del eje principal del río Oria, a la altura de núcleos como Beasain y Ordizia.
 - Proceso de urbanización con inicio a mediados del siglo XX. Se intensifica durante esos primeros años con la consiguiente reducción del cauce activo y en el último periodo se estabiliza. Este proceso se ha constatado en el tramo bajo del río Araxes y en los tramos del río Oria a su paso por la zona urbana e industrial de Andoain y en el tramo de Lasarte-Oria, donde se ha producido un ligero incremento debido a actuaciones antrópicas en el cauce y a la urbanización de la margen derecha.
 - Proceso de urbanización observado en la década de los años ochenta y que se intensifica a finales del siglo XX e inicios del XXI, lo que supone una merma del cauce activo en ese segundo periodo. Este proceso ha sido identificado en los cursos bajos de los ríos Amundarain y Agauntza. También se ha podido constatar en el río Oria, aguas arriba de Andoain, una zona afectada por polígonos industriales más recientes y con nuevas infraestructuras de comunicación, y en el tramo que rodea el núcleo de Usurbil, consistente en un meandro de orillas de carácter agrario.

En estos casos se produce una sinergia entre las actuaciones directas en el cauce y los cambios derivados de los usos del suelo en la cuenca (Surian & Rinaldi, 2003), que resulta complicado cuantificar. Además, la respuesta en el cauce no es sincrónica en todos los puntos de la cuenca, tal y como se aprecia en la respuesta de los distintos afluentes.

La falta de datos de la primera mitad del siglo XX impide conocer cuándo se inició el proceso de cambio en el cauce activo. Aun no teniendo el mismo impacto que los grandes embalses de otras cuencas como la del Ebro (Ollero, 2010; Vericat & Batalla, 2004; Besné & Ibisate, 2015; Tuset et al., 2015), a los cambios en la cuenca hay que añadir la presencia de azudes que derivan caudales y que retienen y disminuyen los aportes sólidos, incrementando el déficit y favoreciendo, por lo tanto, la estabilización del cauce, lo cual es especialmente importante en el propio eje principal del río Oria. La reducción en el cauce activo ha conllevado su incisión, apreciable especialmente en las zonas con defensas, donde la movilidad lateral ha quedado limitada, proceso constatado en otros cursos fluviales con similares

dinámicas (Conesa & Pérez, 2014), así como en los tramos aguas abajo de los azudes, como el caso descrito en el río Aragón (Ibiate et al., 2013) o Ain (Rollet et al., 2014).

Así, a pesar de que hay un aumento de la superficie arbórea y arbustiva, simultáneo al retroceso de la superficie del cauce activo, las actuaciones directas en el cauce (modificación de trazados, construcción de defensas, ocupación de cauces, etc.) han repercutido en mayor medida en el descenso de la superficie fluvial, como identifican en otros ríos Ollero (2010) y Conesa et al. (2012). No obstante, en algunos tramos altos de las cuencas –zonas donde no existen importantes impactos– el aumento de las áreas arbóreas y arbustivas en la cuenca pueden explicar la reducción del cauce activo. Con ello, la ausencia de grandes obras hidráulicas de regulación en las cuencas de estudio permite intuir el papel de los cambios de usos del suelo de la cuenca en los cambios morfológicos y de superficie de cauce activo, derivado del control sobre los aportes hidrológicos y sedimentarios.

La mayor cobertura forestal conlleva una disminución de escorrentía y aportación sedimentaria que a su vez ha inducido un estrechamiento del cauce. Estas nuevas condiciones de los ríos pueden suponer un mayor riesgo ante eventos de inundaciones, aunque las distintas obras realizadas en los cauces han tenido por objeto la defensa contra estos procesos, en unos valles estrechos, con escasas y ocupadas llanuras de inundación e importantes pendientes y comportamiento torrencial.

Así pues, en estas cuencas se manifiestan como principales actores en los ajustes fluviales las actuaciones directas sobre el cauce, defensas, modificación de trazados, azudes, ocupación de la llanura de inundación, entre otros, y modificaciones indirectas, a través de la alteración de la producción de caudal y sedimento asociado a los cambios en los usos del suelo de la cuenca. Ello genera nuevas condiciones a las que el sistema fluvial responde ajustándose con cierta celeridad, y que proseguirá con las nuevas condiciones derivadas de los cambios en los patrones climáticos.

AGRADECIMIENTOS

A la Diputación Foral de Gipuzkoa, y en concreto a los Departamentos de Medio Ambiente y Obras Hidráulicas y al Servicio de Fauna y Flora Silvestre del Departamento de Innovación, Desarrollo Rural y Turismo, que han promovido y financiado los trabajos de diagnóstico y propuestas de restauración geomorfológica de ríos de Gipuzkoa en los que se incluye el contenido de este trabajo. A los técnicos que propusieron e impulsaron el trabajo, Patxi Tamés (in memoriam), Iñaki Bañares, Iñigo Mendiola, Andoni da Silva y Aitor Lekuona.

REFERENCIAS

- Acín, V., Díaz Bea, E., Granado, D., Ibiate, A. & Ollero, A. (2011). Cambios recientes en el cauce y la llanura de inundación del área de confluencia Aragón-Arga (Navarra). *Geographicalia*, 59-60, 11-25.
- Bravard, J. P. (2002). Les réponses des systèmes fluviaux à une réduction des flux d'eau et de sédiments sous l'effet du reboisement en montagne. *La Houille Blanche*, 3, 68-71.

- Beechie, T. J., Liermann, M., Pollock, M. M., Baker, S., & Davies, J. (2006). Channel pattern and river-floodplain dynamics in forested mountain river systems. *Geomorphology*, 78, 124-141.
- Beguería, S., López-Moreno, J. I., 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: Series A, Physical Geography*, 88(3), 177-186.
- Besné, P. & Ibisate, A. (2015). River channel adjustment of several river reaches on Ebro basin. *Quaternary International*, 364, 44-53.
- Boix-Fayos, C., Barbera, G. G., López-Bermúdez, F., & Castillo, V. M. (2007). Effects of check dams, reforestation and land-use changes on river channel morphology: case study of the Rogativa catchment (Murcia, Spain). *Geomorphology*, 91(1-2), 103-123
- Comiti, F., Da Canal, M., Surian, N., Mao, L., Picco, L., & Lenzi, M.A. (2011). Channel adjustments and vegetation cover dynamics in a large gravel bed river over the last 200 years. *Geomorphology*, 125, 147-159.
- Conesa García, C., Pérez Cutillas, P., García Lorenzo, R., & Martínez Salvador, A. (2012). Cambios históricos recientes de cauces y llanuras aluviales inducidos por la acción del hombre. *Nimbus*, 29-30, 159-176.
- Conesa García & 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.
- Charlton, R. (2008). *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge: Abingdon.
- Church, M. (2008). Multiple scales in rivers. En Habersack, H., Piégay, H., & Rinaldi, M. (eds.), *Gravel-Bed Rivers VI: From Process Understanding to River Restoration* (pp. 3-27). Ámsterdam: Elsevier.
- Diputación Foral de Gipuzkoa (2021). Obras Hidráulicas. <https://www.gipuzkoa.eus/es/web/obrahidraulikoak/hidrologia-y-calidad/informacion-general/nuestras-cuencas>
- Edeso, J. M. (2006). Caracterización granulométrica, morfométrica, litológica y sedimentológica de las terrazas fluviales del valle del río Oiartzun (Gipuzkoa, País Vasco). *Lurralde*, 29, 299-342.
- Elosegui, A., Cabido, C., Larrañaga, A., & Arizaga, J. (2020). Efectos ambientales de las plantaciones de eucaliptos en Euskadi y la península ibérica. *Munibe Ciencias Naturales. Natur zientziak*, 68, 111-136.
- García-Ruiz, J. M., White, S. M., Lasanta, T., Marti, C., González, C., Errea, M. P. & Valero, B. (1997). Assessing the effects of land-use changes on sediment yield and channel dynamics in the central Spanish Pyrenees. En Walling, D. E. & Probst, J. L. (eds). *Human Impact on Erosion and Sedimentation* (pp. 151-158). Wallingford: International Association of Hydrological Sciences.
- García-Ruiz, J. M., Lana-Renault, N., Beguería, S., Lasanta, T., Regués, D., Nadal, E., Serrano, P., López-Moreno, J. I., Alvera, B., Martí-Bono, C., & Alatorre, L.C. (2010). From plot to regional scales: Interactions of slope and catchment hydrological and geomorphic processes in the Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 120, 248-257.

- GeoEuskadi (2021). geoEuskadi, Infraestructura de Datos Espaciales (IDE) de Euskadi. Eusko Jaurlaritzza / Gobierno Vasco. <https://www.geo.euskadi.eus/s69-15375/es/>
- GloVis (2021). Global Visualization Viewer. USGS (US Geological Service). <http://glovis.usgs.gov/>
- Harvey, A. M. (2007). Differential recovery from the effects of a 100-year storm: Significance of long-term hillslope-channel coupling; Howgill Fells, northwest England. *Geomorphology*, 84, 192-208.
- Ibisate, A., Díaz Bea, E., & Ollero, A. (2011). Influence of catchment processes on fluvial morphology and river habitats. *Limnetica*, 30, 169-182.
- Ibisate, A., Díaz, E., Ollero, A., Acín, V., & Granado, D. (2013). Channel response to multiple damming in a meandering river, middle and lower Aragón River (Spain). *Hydrobiologia*, 712(1), 5-23.
- Ibisate, A., Ollero, A., Sáenz de Olazagoitia, A., Acín, V., Granado, D., Ballarín, D., Herrero, X., Horacio, J., & Mora, D. (2016). Condiciones de referencia para la restauración de la morfología fluvial de los ríos de las cuencas de Oiartzun y Oria (Gipuzkoa). *Cuaternario y Geomorfología*, 30(1-2), 49-60.
- Keestra, S. D., van Huissteden, J., Vandenberghe, J., van Dam, O., Gier, J. & Pleizier, I. D. (2005). Evolution of the morphology of the river Dragoja (SW Solvenia) due to land-use changes. *Geomorphology*, 69, 191-207.
- Kondolf, G. M., Piégay, H., & Landon, N. (2002). Channel response to increased and decreased bedload supply from land use change: contrasts between two catchments. *Geomorphology*, 45, 35-51.
- Lane, S. N. & Richards, K. S. (1997). Linking river channel form and process: time, space and causality revisited. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 249-260.
- Lasanta, T. & Vicente-Serrano, S. M. (2007). Cambios en la cubierta vegetal en el Pirineo aragonés en los últimos 50 años. *Pirineos*, 162, 125-154.
- Liébault, F. & Piégay, H. (2002). Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(4), 425-444.
- Liébault, F., Gómez, B., Page, M., Marden, M., Peacock, D., Richard, D. & Trotter, C. M. (2005). Land-use change, sediment production and channel response in upland regions. *River Research and Applications*, 21, 739-756.
- Marquínez, J., Fernández-Iglesias, E., Colina, A., Fernández, M., Salgado, L., Vázquez-Tarrio, D., Menéndez-Duarte, R. & González-Rodríguez, G. (2018a). Effects of land-use changes during the last 60 years on river channel morphology in the Cantabrian area NW Spain): preliminary results. En *Proceedings of the I.S. Rivers 2018, Lyon*. <http://www.graie.org/ISRivers/docs/papers/2018/11A14-296MAR.pdf>
- Marquínez, J., Fernández-Iglesias, E., & Menéndez-Duarte, R. (2018b). Transformaciones geomorfológicas en ríos aluviales cantábricos (NO España): modificaciones Antrópicas vs cambio global. En García, C., Gómez-Pujol, L., Morán Tejada, E., & Batalla, R. J. (eds.). *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos* (pp. 359-362). Palma: Universidad Illes Balears / Sociedad Española de Geomorfología.
- Martín-Vide, J. P., Ferrer-Boix, C., & Ollero, A. (2010). Incision due to gravel mining: Modeling a case study from the Gállego River, Spain. *Geomorphology*, 117(3-4), 261-271.

- Navarro, A., Sanchis-Ibor, C., & Segura-Beltrán, F. (2016). Cambios morfológicos en el cauce del río Serpis tras la construcción del embalse de Beniarrés (Alicante, 1958-2013). En Durán, J. J., Montes, M., Robador, A., & Salazar, Á. (eds). *Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro* (pp. 399-406). Málaga: Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Geología y Geofísica n.º 5. SEG y Universidad de Málaga.
- Ollero, A. (2007). Alteraciones geomorfológicas en cauces. La restauración de sistemas fluviales afectados por canalizaciones y dragados. *Estrategia Nacional de Restauración de Ríos*. Technical report. Madrid: Ministerio de Medio Ambiente.
- http://marm.es/ca/agua/temas/delimitacion-y-restauracion-del-dominio-publico-hidraulico/Alteraciones_Geomorfologicas_de_rios_tcm8-27494.pdf
- Ollero, A. (2010). Channel changes and floodplain management in the meandering middle Ebro River, Spain. *Geomorphology*, 117, 247-260.
- Piégay, H., Walling, D. E., Landon, N., He, Q., Liébault, F., & Petiot, R. (2004). Contemporary changes in sediment yield in an alpine mountain basin due to afforestation (the upper Drôme in France). *Catena*, 55, 183-212.
- Rinaldi, M. (2003). Recent channel adjustments in alluvial river of Tuscany, Central Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 587-608.
- Rinaldi, M. & Simon, A. (1998). Bed-level adjustments in the Arno River, central Italy. *Geomorphology*, 22, 57-71.
- Rollet, A. J., Piégay, H., Dufour, S., Bornette, G., & Persat, H. (2014). Assessment of consequences of sediment deficit on a gravel river bed downstream of dams in multicriteria, hierarchical and spatially explicit diagnosis. *River Research and Applications*, 30(8), 939-953.
- Sanchis-Ibor, C. & Segura-Beltran, F. (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.
- Segura-Beltran, F. & Sanchis-Ibor, C. (2013). Assessment of channel changes in a Mediterranean ephemeral stream since the early twentieth century. The Rambla de Cervera, eastern Spain. *Geomorphology*, 201, 199-214.
- Schumm, S. A. (1977). *The fluvial system*. Nueva York: Wiley.
- 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.
- Surian, N., Ziliani, L., Comiti, F., Lenzi, M. A. & Mao, L. (2009). Channel adjustments and alteration of sediment fluxes in gravel-bed rivers of north-eastern Italy: potentials and limitations for channel recovery. *River Research and Applications*, 25(5), 551-567.
- Tuset, J., Vericat, D. & Batalla, R. J. (2015). Evolución morfo-sedimentaria del tramo medio del río Segre. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41(1), 23-62.

- Ugarte, F. M. (1986). Aspectos de la transformación histórica del paisaje natural por el caserío vasco-cantábrico. *Lurralde*, 9, 191-224
- Ugarte, F. M. & Ugalde, T. (1989). El conjunto valle/río en Gipuzkoa: una aproximación geomorfológica e hidrológica. En Ayerbe, E. (ed.). *Ibaiak eta Haranak. El agua, el río y los espacios agrícola, industrial y urbano* (pp. 73-87). San Sebastián: Etor.
- Uribebarrea, D., Pérez-González, A., & Benito, G. (2003). Channel changes in the Jarama and Tagus rivers (central Spain) over the past 500 years. *Quaternary Science Reviews*, 22, 2209-2221.
- Vázquez-Tarrio, D., Menéndez-Duarte, R., & Fernández, E. (2011). Changes in fluvial sediment storage from aerial photograph analysis (river Narcea, Northern Cantabrian Range). *Cuaternario y Geomorfología*, 25(3-4), 71-85.
- Vericat, D. & Batalla, R. J. (2004). Efectos de las presas en la dinámica fluvial del curso bajo del río Ebro. *Cuaternario y Geomorfología*, 18(1-2), 37-50.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., & Lasanta, T. (2006). Diversidad espacial de la actividad vegetal en campos abandonados del Pirineo Central español: análisis de los procesos de sucesión mediante imágenes Landsat (1984-2001). *Pirineos*, 161, 59-84.
- Yousefi, S., Moradi, H. R., Keesstra, S., Pourghasemi, H. R., Navratil, O., & Hooke, J. (2019). Effects of urbanization on river morphology of the Talar River, Mazandarn Province, Iran. *Geocarto International*, 34(3), 276-292.

Cómo citar este artículo:

Ibisate, A., Acín, V., Granado, D., & Sáenz de Olazagoitia, A. (2021). Cambios de usos del suelo y relación con cambios en cauces cantábricos (Oiartzun y Oria). *Cuadernos de Geografía*, 107, 269-297.

<https://doi.org/10.7203/CGUV.107.21625>



Este obra está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-SinObraDerivada 4.0 Internacional.

