

La riada de Valencia de 1957: reconstrucción hidrológica y sedimentológica y análisis comparativo con la situación actual

The 1957 Valencia flood: hydrological and sedimentological reconstruction and comparison to the current situation

Puertes, C.^{a1} y Francés, F.^{a2}

^{a1}Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente (IIAMA), Universitat Politècnica de València, Valencia, España.
E-mail: ^{a1}cripueca@cam.upv.es, ^{a2}ffrances@hma.upv.es

Recibido: 01/03/2016

Aceptado: 18/05/2016

Publicado: 31/10/2016

RESUMEN

El presente trabajo pretende mejorar el conocimiento de lo sucedido durante la riada de Valencia de 1957, es decir, comprobar si con la información disponible y la inclusión del ciclo de sedimentos a un modelo hidrológico distribuido se es capaz de explicar las ondas de crecida. Asimismo, pretende conocer las consecuencias actuales de un evento similar, teniendo en cuenta el cambio de usos del suelo, especialmente el incremento urbano en la parte baja de cuenca, y las medidas actuales frente a inundaciones de la ciudad. Para ello, se implementó el modelo hidrológico en el estado actual de la cuenca, se reconstruyó a escala horaria la precipitación del evento y se calibró el sub-modelo de sedimentos. De esta forma, se obtuvieron los hidrogramas en los puntos de simulación. Finalmente, se realizó una simulación con la precipitación de 1957 en la situación actual, lo que permitió conocer sus consecuencias en la actualidad.

Palabras clave | riada Valencia 1957; simulación hidrológica; ciclo de sedimentos; Turia.

ABSTRACT

This work aims to improve the knowledge of the flood that took place in Valencia, Spain, in 1957. In other words, the aim is to test if it is possible to explain the flood waves with the incorporation of sediment cycle to a distributed hydrological model. Furthermore, this work aims to be aware of the current consequences of a similar event, taking into account land use changes, particularly, the urban rise in the lower basin, and the current flood defenses of the city. To do this, the hydrological model was implemented in the current basin situation. Once implemented, a reconstruction of precipitation at hourly discretization for the 1957 event was made and the sedimentological sub-model was calibrated. Then, the hydrographs in the chosen points were obtained. Finally, a simulation using the 1957 precipitation in the current basin situation was made, in order to be aware of the current consequences.

Key words | 1957 Valencia flood; hydrological simulation; sediment cycle; Turia.

INTRODUCCIÓN

La ciudad de Valencia ha sido, desde la época romana, testigo de los numerosos desbordamientos del río Turia. Desde entonces y hasta la actualidad, la ciudad se ha ido ampliando y ha tomado medidas para defenderse de las fuertes inundaciones.

Entre las actuaciones llevadas a cabo, destaca la realizada a raíz de la avenida de octubre de 1589. Tras este desbordamiento, se fundó la “Fábrica Nova del Riu”, que ampliaba la ya existente “Fábrica de Murs e Valls”, encargada del mantenimiento de los desagües y de la muralla. Esta mejorada institución se creó con el fin de construir los pretiles que hoy en día alinean el cauce del río a su paso por la ciudad. Además, se llevaron a cabo tres tipos de actuaciones en el lecho del río: realineamiento de la corriente, refuerzo de las orillas y dragado del canal. Con estas prácticas, se pretendía rellenar y nivelar la parte interna de la obra y conseguir un mejor drenaje del agua de las crecidas (Carmona, 1997). Finalizadas las obras, el problema no queda resuelto y la ciudad de Valencia sigue sufriendo inundaciones constantes.

La segunda gran actuación, se produce como consecuencia de la última riada del Turia, objeto de este estudio y comúnmente conocida como la “Riuà” de 1957. La riada de octubre de 1957, tuvo una enorme repercusión socioeconómica que ha condicionado fuertemente el desarrollo urbanístico de la ciudad. Esta avenida extraordinaria se produjo como consecuencia de un proceso convectivo de mesoescala (Llasat y Puigcerver, 1994) que afectó fuertemente a la cuenca media y baja del río Turia, con precipitaciones superiores a los 100 mm en 24 horas. Éstas causaron una primera onda de crecida que llegaba a Valencia a las cuatro de la mañana del día 14 con un caudal máximo de 2700 m³/s, y una segunda onda de crecida que llegaba a las dos y media con un caudal máximo de 3700 m³/s. Estos dos desbordamientos dejaron la ciudad sumida en la catástrofe, con 81 víctimas, miles de damnificados y cuantiosos daños materiales (Pérez, 2007).

Dada la gran conmoción, los técnicos se apresuraron a plantear medidas para evitar que se repitiera lo ocurrido, y en enero de 1958 se dice sí a la Solución Sur, que significaba el desvío del río al sur de la ciudad y la construcción de una presa en Villamarchante. En 1972, se termina la segunda gran actuación, la construcción del Nuevo Cauce del Turia (5000 m³/s), en cambio, a día de hoy la presa de Villamarchante no se ha construido.

Desde entonces, esta avenida extraordinaria ha sido objeto de numerosos estudios, aunque a día de hoy sigue siendo una gran desconocida desde el punto de vista hidrológico. Por este motivo, este artículo ha pretendido mejorar el conocimiento de lo sucedido, tanto desde el punto de vista de los caudales líquidos como sólidos, es decir, ha pretendido comprobar si con la información disponible y la inclusión del ciclo de sedimentos a un modelo hidrológico distribuido se es capaz de explicar ambas ondas de crecida. Además, ha permitido conocer las posibles consecuencias que tendría en la actualidad un evento similar, teniendo en cuenta el cambio en los usos del suelo y la finalización de la construcción del embalse de Loriguilla y del Nuevo Cauce del Turia. La adición de este segundo objetivo ha buscado la evaluación de la afección en los caudales máximos de crecida, del gran incremento urbano que ha sufrido la cuenca en su parte baja.

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio es la cuenca del río Turia, ubicada en el este de la Península Ibérica. La cuenca, de 6348 km², presenta una fisiografía de montaña, salvo en la cuenca baja. Su clima es mediterráneo semiárido con una precipitación media anual de 402 mm y una evapotranspiración potencial media anual de 1100 mm. En ella se encuentran construidos cuatro embalses: Arquillo San Blas, Benagéber, Loriguilla y Buseo. De éstos, cabe destacar que el embalse de Loriguilla se finalizó el año 1965, es decir, es posterior a la riada de 1957.

En este caso, como el fin último del modelo era la reconstrucción de la riada de 1957, y aguas arriba de Benagéber no se produjeron precipitaciones de carácter significativo, éste actuó como un punto de corte y el área de estudio se redujo a la cuenca vertiente aguas abajo del mismo, que presenta una superficie de 2048 km² (Figura 1).

Edafológicamente, el área de estudio se caracteriza por presentar suelos bajos en contenido de arcillas (valor medio del 23%) y contenidos más altos de limos en la parte baja y de arena en la parte media. Litológicamente, predominan las rocas detríticas en la cuenca media, mientras que en la cuenca baja predominan las rocas calizas y cuaternarias (Figura 2).

Respecto a los usos del suelo (Soriano y Sanchis, 2014), el cultivo de secano y de regadío, a excepción del cultivo de cítricos que ha tomado más importancia con una superficie de 175 km², se ha visto reducido. Asimismo, el suelo urbano en la parte más baja de la cuenca, se ha visto fuertemente aumentado, respecto al año 1957, este incremento es ligeramente superior a 100 km² (Figura 3).

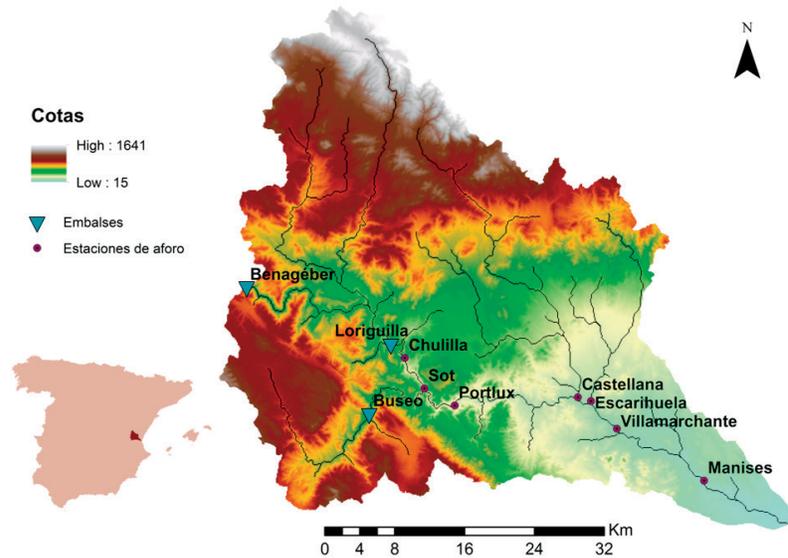


Figura 1 | Localización geográfica de la cuenca del río Turia aguas abajo del embalse de Benagéber. Red de drenaje superpuesta en el modelo de elevación digital y localización de los embalses y las estaciones de aforo.

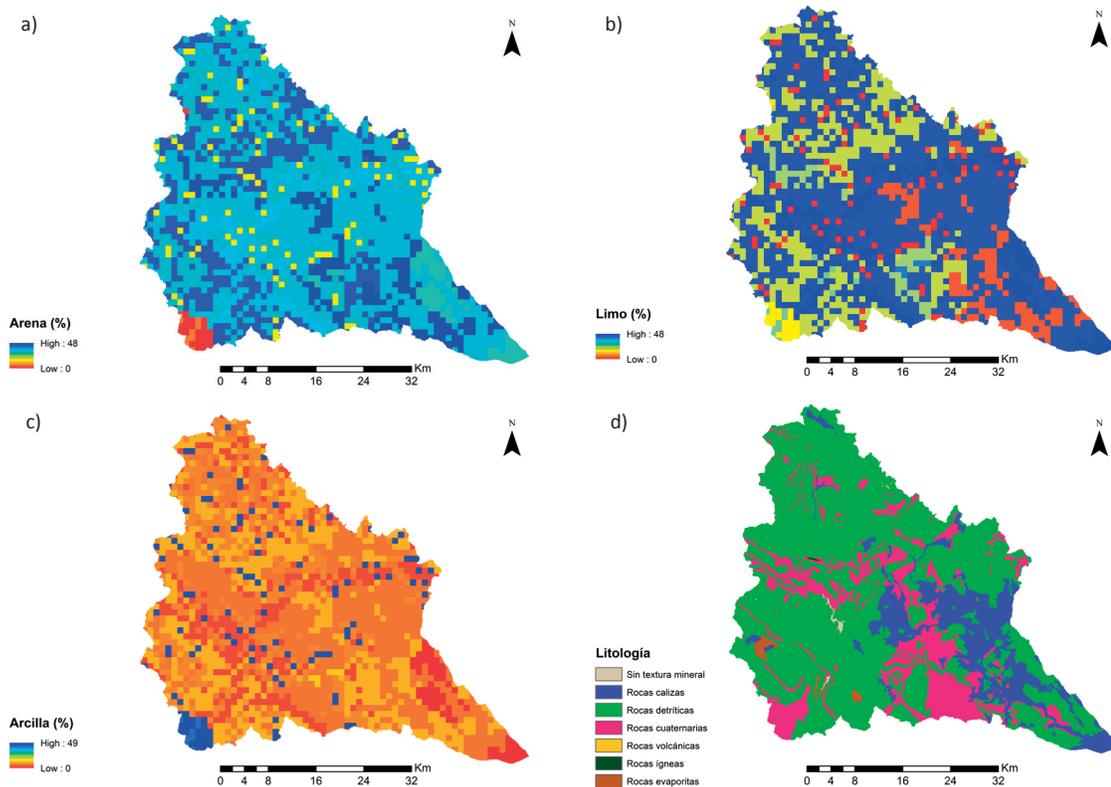


Figura 2 | Mapas de textura, contenido en arena (a), limo (b) y arcilla (c), y mapa de litología (d) de la cuenca de estudio.

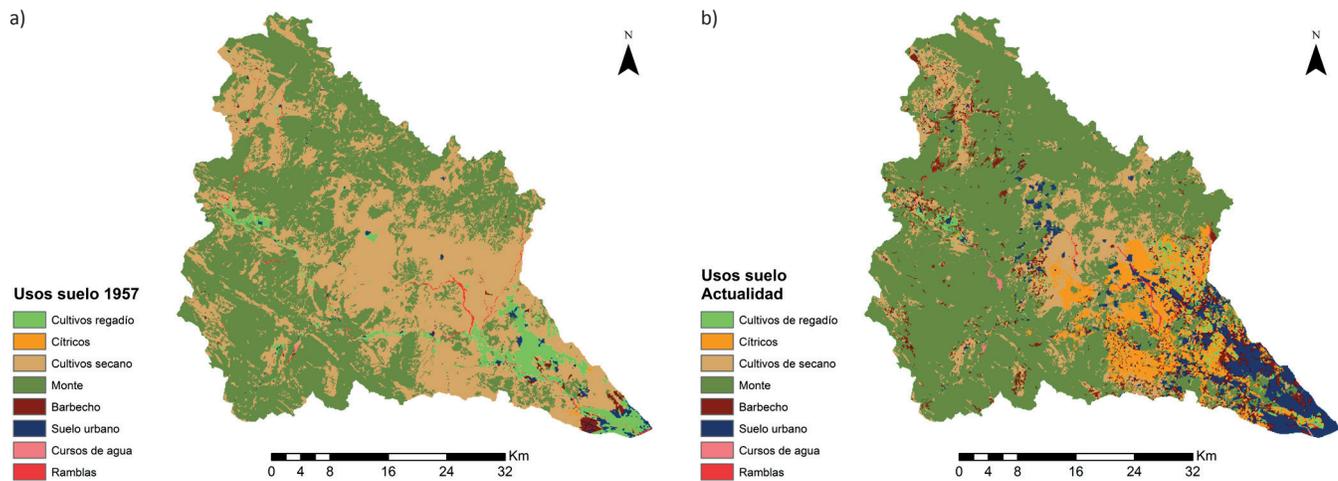


Figura 3 | Usos del suelo en 1957 (a) y en 2010 (b) de la cuenca de estudio. Los usos están simplificados a efectos de esta figura.

En la actualidad, la cuenca está monitorizada por varios organismos, como la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), el Sistema Automático de Información Hidrológica de la Confederación Hidrográfica del Júcar (SAIH-CHJ) y el Centro de Estudios Hidrográficos del Centro de Estudios Experimentales (CEH-CEDEX).

HIDROMETEOROLOGÍA DE LA RIADA DE VALENCIA DE 1957

Con el propósito de reconstruir el mayor número de detalles, se revisó toda la información disponible sobre el evento. Se recopiló información sobre la precipitación, así como información hidrológica y sedimentológica.

Precipitación

El periodo de precipitaciones se inició el día 11 y finalizó el día 14. Aunque las precipitaciones de los días 11 y 12 no fueron de gran intensidad, éstas contribuyeron a aumentar la escorrentía, ya que dejaron el terreno prácticamente saturado.

El día 13, las precipitaciones se iniciaron a primera hora, aunque no fue hasta la tarde, cuando se desencadenó el régimen tormentoso que se prolongó hasta la noche. Esta intensidad, disminuyó durante la mañana del día 14 en la cuenca media, en cambio, entre las 08 y las 18 horas, se reprodujo el régimen tormentoso afectando a la cuenca baja.

Gracias al registro del embalse de Benagéber, se supo que en la cuenca aguas arriba del mismo no se produjeron precipitaciones de gran importancia, pues la variación de volumen no fue alta y el caudal medio de salida fue de 6.06 m³/s.

Realizando un recorrido por zonas desde Benagéber hasta Valencia, la cuenca del río Tuéjar (afluente por la margen izquierda aguas arriba del embalse de Loriguilla) se vio afectada por precipitaciones de gran intensidad durante la tarde y noche del día 13, aunque se produjeron precipitaciones débiles desde la primera hora de dicho día, hasta su cese a mediodía del 14. En el caso de las rambias Castellana y Escarihueta, a primera hora del día 13 ya se produjeron precipitaciones de poca intensidad. En esta zona, el inicio del régimen tormentoso se produjo pocas horas después de iniciarse en la cuenca del río Tuéjar, con la diferencia de que en esta zona, las precipitaciones continuaron con gran intensidad hasta las primeras horas de la tarde del día 14. La cuenca del río Sot, presentó, de igual forma, precipitaciones desde la primera hora del día 13, alcanzando intensidades altas durante la tarde y noche del mismo día. Por último, en la margen derecha del Turia, las precipitaciones se iniciaron a primera hora del día 13. El régimen tormentoso en la parte alta se produjo durante la tarde y noche del día 13, mientras que en la zona cercana a la costa, éste se produjo durante la mañana y las primeras horas de la tarde del día 14 (García y Carrasco, 1958; Cánovas, 1958).

Además de esta información cualitativa, la Tabla 1, muestra los registros de precipitación diaria (de 07:00 h a 07:00 h) de los días 13 y 14 de octubre de 1957, que se interpoló empleando el método de la inversa de la distancia al cuadrado (utilizando las 3 estaciones más cercanas) y se obtuvo su distribución espacial, que puede observarse en la Figura 4. Esta última figura confirma la información cualitativa de la que se disponía. En ella se observa claramente que el día 13 la precipitación se produjo principalmente en la cuenca media, mientras que el día 14 se produjo en la cuenca baja. Por último, en la Figura 5 se muestra la banda del día 14 del pluviógrafo situado en Valencia (Viveros).

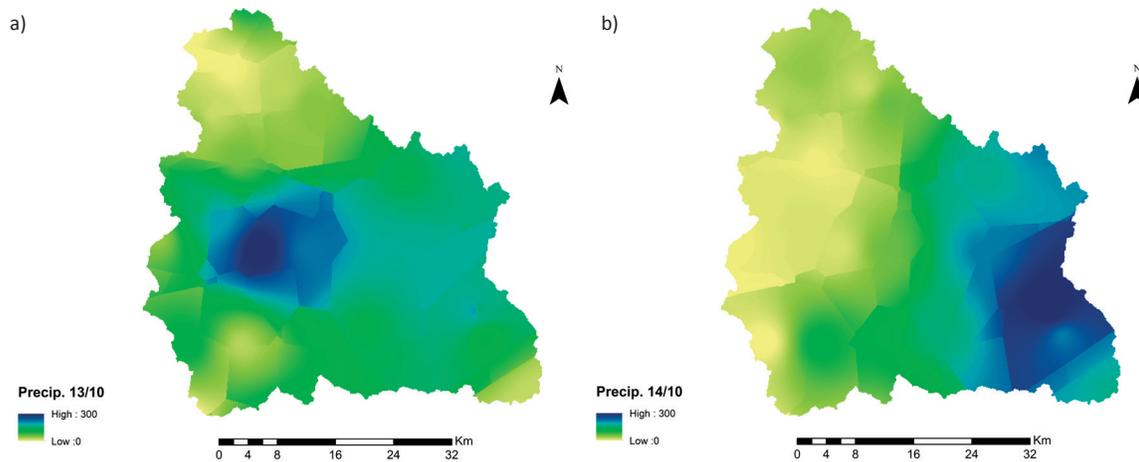


Figura 4 | Distribución espacial de la precipitación del día 13 de octubre de 1957 (a) y del día 14 de octubre de 1957 (b.).

Tabla 1 | Precipitaciones de los días 13 y 14 de octubre de 1957. (Fuente: García y Carrasco, 1958).

	Precipitación 13 octubre (mm)	Precipitación 14 octubre (mm)		Precipitación 13 octubre (mm)	Precipitación 14 octubre (mm)
Arcos las Salinas	60	15	Requena	37.5	0
Torrijas	150	26.2	Siete Aguas	183	15.5
Alpuente Cuevarruz	68.1	29.5	Andilla	100.5	42
Alpuente	80	23	Alcublas	167.5	116.5
Abejuela	84	12.6	Casinos	200	150
Alpuente Campo Arriba	95.4	7.2	Bugarra	165	106
Chelva Ahillas	108.3	4.6	Altura Cueva Santa	200	150
Tuéjar	175	8	Lliria (H.S)	175	195
Benagéber	94	4.3	Lliria	225	221
Chelva (Convento)	217.1	10.7	Benaguacil	147.5	150
Villar del Arzobispo	235	42	Manises La Presa	82.5	115
Domeño	300	10	Manises Base Aérea	43.7	151.3
Chera	85.2	75	Valencia (Viveros)	2.8	125.1
Requena Villar de Olmos	148	0			

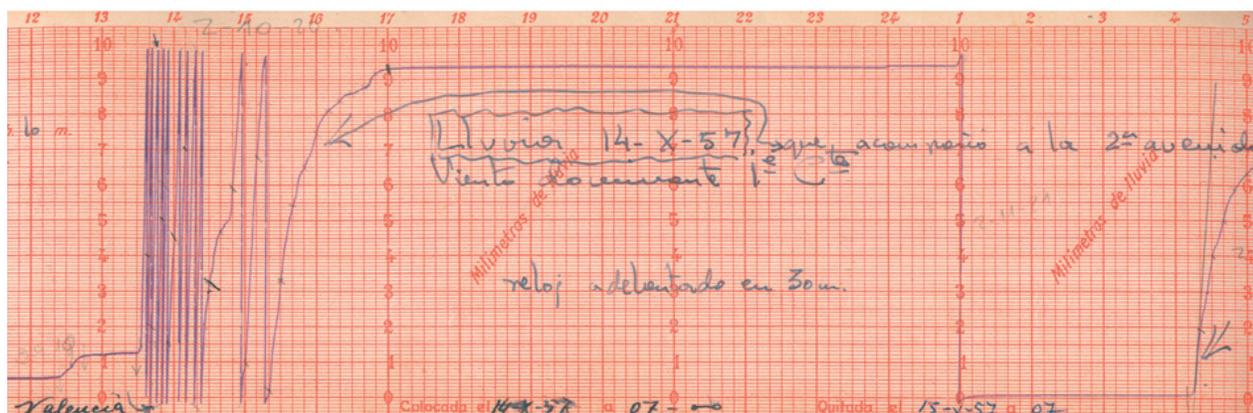


Figura 5 | Banda del día 14 de octubre de 1957 del pluviógrafo de Valencia (Viveros). (Fuente: AEMET).

Información hidrológica

La información hidrológica más importante de la que se dispuso, fue la reconstrucción del hidrograma de la crecida (Cánovas, 1958), realizada a partir de los niveles observados, en el actual Puente del Real (Figura 6).

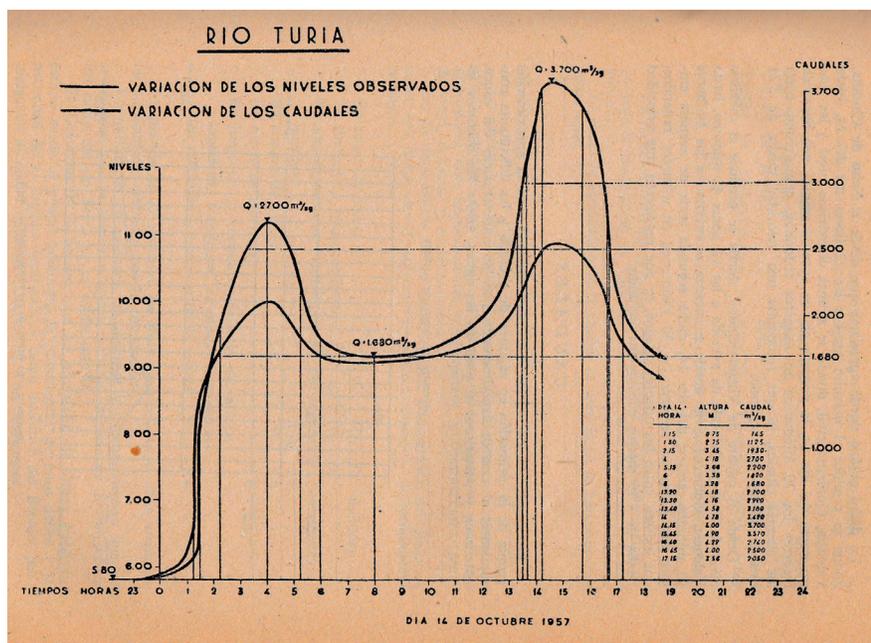


Figura 6 | Hidrograma observado en la ciudad de Valencia durante la Riada de 1957. Máximos observados 2700 m³/s y 3700 m³/s respectivamente, mínimo observado 1680 m³/s. (Fuente: Cánovas, 1958).

Asimismo, gracias a los encargados de las centrales hidroeléctricas que al encontrarse en servicio y ser sorprendidos por la avenida, se convirtieron en testigos, pudo obtenerse los niveles alcanzados por las dos ondas de crecida en algunos puntos de la cuenca. Posteriormente estos niveles fueron transformados a caudal. En la Tabla 2 se muestran los caudales pico alcanzados por ambas ondas de crecida, así como su hora de paso.

Tabla 2 | Caudales máximos y hora de paso observados. (Fuente: Cánovas, 1958).

	Caudal (m ³ /s)	Fecha y hora	Caudal (m ³ /s)	Fecha y hora
Chulilla	1500	22:00 13/10	-	-
Central Portlux	2100	22:30 13/10	-	-
Villamarchante	2600	01:00 14/10	3500	12:15 14/10
Valencia	2700	04:00 14/10	3700	14:15 14/10

En cuanto al embalse de Buseo, se supo que se encontraba a mitad de su capacidad y con los desagües de fondo cerrados, ya que no podían operarse debido a la gran cantidad de sedimentos depositados. Sobre el desarrollo del evento cabe destacar que el agua desbordó por coronación alcanzando aproximadamente 1.6 m de altura (García, 2007).

Por último, respecto al embalse de Loriguilla, se supo que en 1957 se encontraba en construcción, pero ya se había finalizado la construcción de la ataguía de aguas arriba, que se trataba de una presa de gravedad de planta recta. Además, se había construido un túnel de desvío en la margen derecha, que cumplía la misión de mantener el caudal del río (CHJ, 2002).

Información sedimentológica

La superficie inundada en la ciudad se estimó en 22.12 km² (1.41 km² de cauce, 11.20 km² de zona urbana y 9.51 km² de zona no edificada), la altura media que alcanzaron los sedimentos depositados fue de 25 cm y su densidad media tomó un valor de 1.63 kg/dm³ (Gómez-Guillamón, 1958).

IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO HIDROLÓGICO

El modelo empleado fue el modelo hidrológico y del ciclo de sedimentos TETIS (GIMHA, 2014). El modelo hidrológico se implementó en el estado actual de la cuenca (1990-2013) tanto a escala horaria como diaria. La escala horaria fue necesaria para su futura utilización en la reconstrucción del evento de 1957, pues, escalas superiores pueden no representar adecuadamente el caudal pico o la forma del hidrograma de salida. Por otra parte, la escala diaria fue necesario implementarla para poder reproducir las condiciones iniciales al día 13 de octubre de 1957, ya que salvo en el caso del pluviógrafo situado en Valencia, los datos de precipitación eran diarios.

Descripción del modelo TETIS

El modelo TETIS (GIMHA, 2014) es un modelo conceptual, con parámetros de base física y distribuido, permitiendo así considerar la heterogeneidad espacial de *inputs*, parámetros y variables de estado.

El sub-modelo hidrológico está basado en una estructura de tanques en cada celda, interconectados vertical y horizontalmente, representando los procesos de ladera y acuífero. El proceso de acuífero está representado por un único tanque, mientras que el proceso de ladera se subdivide en cinco tanques: manto de nieve, interceptación, almacenamiento en superficie, almacenamiento estático y almacenamiento gravitacional. El resultado es la representación de la mayoría de los procesos hidrológicos: almacenamiento estático, evapotranspiración, infiltración, escorrentía directa, percolación, interflujo, flujo base y flujo subterráneo profundo.

La escorrentía directa, el interflujo y el flujo base se conectan a la red fluvial mediante la definición de dos áreas umbrales. La red fluvial se divide en cárcavas y cauces. Las laderas (escorrentía directa e interflujo), se conectan a la red de cárcavas, y sólo cuando existe flujo base, se conectan a la red de cauces. La propagación en la red fluvial se resuelve mediante la Onda Cinemática Geomorfológica (OCG).

El modelo TETIS presenta una estructura separada de sus parámetros efectivos, de esta forma, el valor efectivo en una celda de un parámetro es el resultado de la multiplicación del valor del mapa correspondiente por un factor corrector, que es común para

todas las celdas y diferente para cada parámetro. Por lo tanto, el número de variables a calibrar se reduce a 9 (ocho procesos de ladera y uno de propagación en la red fluvial).

El sub-modelo sedimentológico está basado en la formulación del modelo CASC2D-SED (Rojas, 2002). Este modelo simula los procesos de sedimentos en ladera en dos dimensiones, mientras que en canales la aproximación es unidimensional. En el modelo TETIS, ambos procesos son unidimensionales. Las tasas de producción, transporte y sedimentación están controladas por la disponibilidad de sedimentos en la cuenca y la capacidad de transporte de la corriente. Mientras que el transporte de materiales finos se ve limitado por la disponibilidad de sedimentos, el transporte de materiales gruesos se ve limitado por la capacidad de transporte del flujo. El modelo separa las partículas de sedimentos en tres categorías de tamaño, arena, limo y arcilla, cada una de ellas con unas características físicas. De esta forma, la velocidad necesaria para que una partícula se ponga en movimiento depende de su tamaño.

Estimación de parámetros

El primer paso fue el cálculo de los mapas derivados del Modelo de Elevación Digital (MED). En este caso se empleó un MED (CHJ, 2013) con un tamaño de celda de 100x100 m. A partir de este mapa se calculó el mapa de direcciones de drenaje, el de celdas drenantes acumuladas y el mapa de pendientes, necesarios para la correcta ejecución del modelo.

Calculados los mapas derivados del MED, se realizó la estimación de los mapas de parámetros que se detallan a continuación. En primer lugar, se calculó el mapa de velocidad del flujo superficial en la ladera, que deriva del mapa de pendientes. Los valores mensuales del factor de vegetación para cada uso del suelo, fueron calculados empleando la metodología propuesta por la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO, 2006), y a partir de los valores adoptados en otros estudios desarrollados por el Grupo de Investigación de Modelación Hidrológica y Ambiental (GIMHA). El parámetro de interceptación máxima para cada uno de los usos del suelo (Figura 7a), se obtuvo de estudios previos realizados por el GIMHA (Ramírez *et al.*, 2012) y adaptados a los usos del suelo presentes en el área de estudio. La capacidad máxima de almacenamiento estático en la capa superior del suelo (Figura 7b) depende de la forma del terreno y del tipo de suelo. Para su cálculo se emplearon los mapas derivados de la Base de Datos Europea del Suelo (Hiederer, 2013).

La capacidad de infiltración del suelo (Figura 7c) se calculó mediante la aplicación de funciones de pedotransferencia a los mapas derivados de la ESDB. En el caso de las zonas urbanas el valor obtenido se modificó para poder incluir el efecto de respuesta rápida frente a precipitaciones de poca intensidad que éstas generan. Para ello, mediante ortofotos (PNOA, 2014) se clasificó el suelo urbano en dos categorías: zonas totalmente urbanas (ciudad) y zonas medias (casas aisladas con jardín). En las primeras se tomó un 20% del valor calculado y en las zonas medias, un 80%. La capacidad de percolación del substrato (Figura 7d), se calculó empleando el mapa de permeabilidad cualitativa del acuífero del Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 2013). Esta permeabilidad cualitativa se transformó en valores numéricos recurriendo a valores típicos de bibliografía (Domenico y Schwartz, 1998). En el caso de la conductividad hidráulica horizontal saturada del suelo, el mapa empleado fue el de la capacidad de infiltración. Al emplear el modelo TETIS una estructura separada de sus factores correctores, a falta de datos de conductividad horizontal, se puede emplear la vertical, ya que presentará la misma distribución espacial. Posteriormente el valor se corrigió en el proceso de calibración mediante el factor corrector. De igual forma ocurre con la conductividad hidráulica horizontal saturada del substrato y la capacidad de percolación en la zona profunda del suelo, pero en este caso se empleó el mapa de capacidad de percolación del substrato.

La determinación de los parámetros geomorfológicos se divide en la determinación de las áreas umbrales y la determinación de los coeficientes y exponentes empleados en la OCG. Los valores adoptados para las áreas umbrales fueron 0.9 km² en el caso del interflujo y 15 km² en el caso del flujo base. Para la OCG, se emplearon los valores del estudio de la cuenca del río Tajo, España (DIHMA, 2001).

Por último, para el funcionamiento del sub-modelo de sedimentos, fueron necesarios los mapas de contenido en arcilla, limo y arena (Figura 2), así como el factor de erosión del suelo, factor K (Figura 7e), el factor de cultivo, factor C (Figura 7f) y el factor de prácticas de conservación, factor P. El factor K se calculó mediante la ecuación recomendada en Almorox *et al.* (1994). El factor C depende de los usos del suelo y se calculó adoptando los valores propuestos en Almorox *et al.* (1994). Finalmente, el factor P se fijó en 1 para toda la cuenca, ya que no se pretendía estudiar el cambio en las prácticas de conservación.

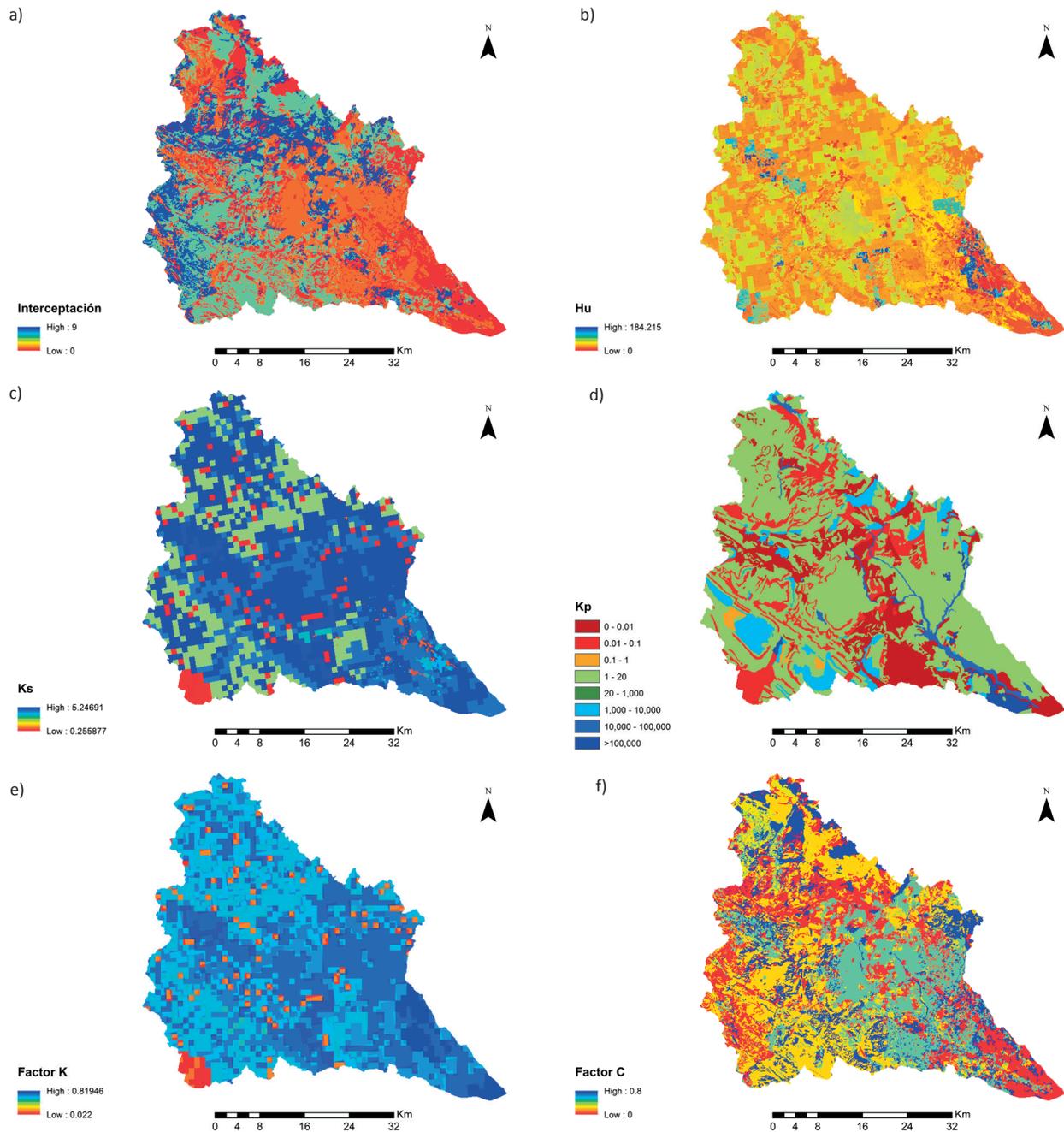


Figura 7 | Mapa de interceptación en mm (a), mapa de almacenamiento estático máximo en mm (b.), mapa de capacidad de infiltración del suelo en mm/h (c), mapa de capacidad de percolación del sustrato en mm/h (d), mapa del factor K en $t \cdot m^2 \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot h \cdot J^{-1} \cdot cm^{-1}$ (e) y mapa del factor C (f).

Implementación a escala horaria

Se empleó la precipitación registrada por los 39 pluviómetros que el SAIH-CHJ tiene en el área de estudio. En el caso del cálculo de la evapotranspiración de referencia, se emplearon 30 estaciones de temperatura de la base de datos “Spain02” (Herrera *et al.*, 2012). Por último, fue necesaria la información (nivel, volumen, y caudal de salida) sobre los tres embalses situados en la subcuenca de estudio: Benagéber, Loriguilla y Buseo (SAIH-CHJ y CEH-CEDEX); así como la serie de caudales del aforo situado en Manises (La Presa), que fue suministrada tanto por el SAIH-CHJ, como por el CEH-CEDEX.

La calibración se realizó con el evento de los días 22 a 26 de octubre de 2000 por ser el de mayor magnitud. Además, se empleó un segundo evento, el de los días 21 y 22 de septiembre de 2007, debido a que el registro de caudal realizado por el SAIH-CHJ y por el CEH-CEDEX durante el evento de octubre de 2000, fue diferente, tal y como se puede observar en la Figura 8a. Por tanto, dada la imposibilidad de saber qué registro era correcto y la necesidad de emplear este evento por ser muy superior a los restantes, se realizó una calibración manual buscando una solución adecuada para los tres registros, y dando mayor importancia a los registros del evento de 2000 por su magnitud.

Los índices de Nash y Sutcliffe (Nash y Sutcliffe, 1970) para el evento de octubre de 2000 fueron de 0.6 para el registro del SAIH-CHJ y 0.68 para el del CEH-DECEX. En cambio, el evento de septiembre de 2007, no presentó un buen ajuste, su índice de Nash y Sutcliffe fue inferior a 0.5, pero dados los buenos resultados obtenidos para el evento de octubre de 2000, los resultados (Figura 8) se consideraron aceptables.

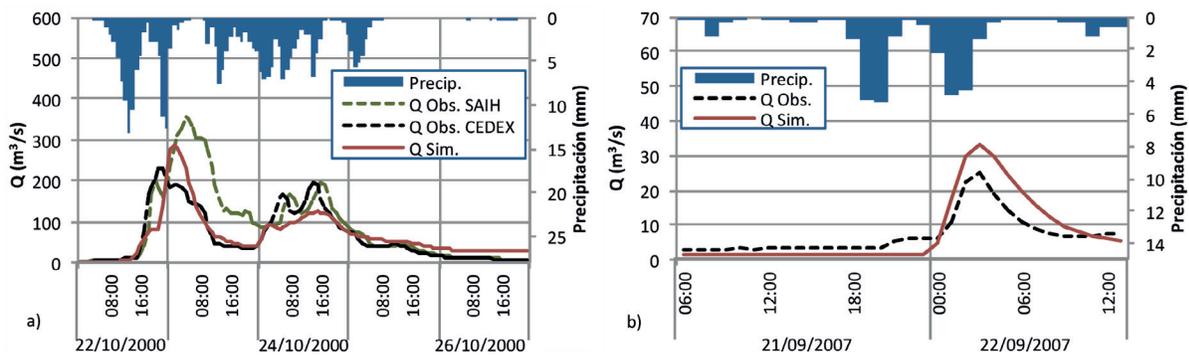


Figura 8 | Resultados de la calibración a escala horaria. Evento de octubre de 2000 (a) y evento de septiembre de 2007 (b).

Para la validación se emplearon nueve eventos. Los resultados fueron satisfactorios, el índice de Nash y Sutcliffe tomó valores comprendidos entre 0.60 y 0.81, salvo en el caso del evento de Septiembre de 2010 en el que fue inferior a 0.5. En la Figura 9 se muestran los resultados de cuatro de los nueve eventos empleados.

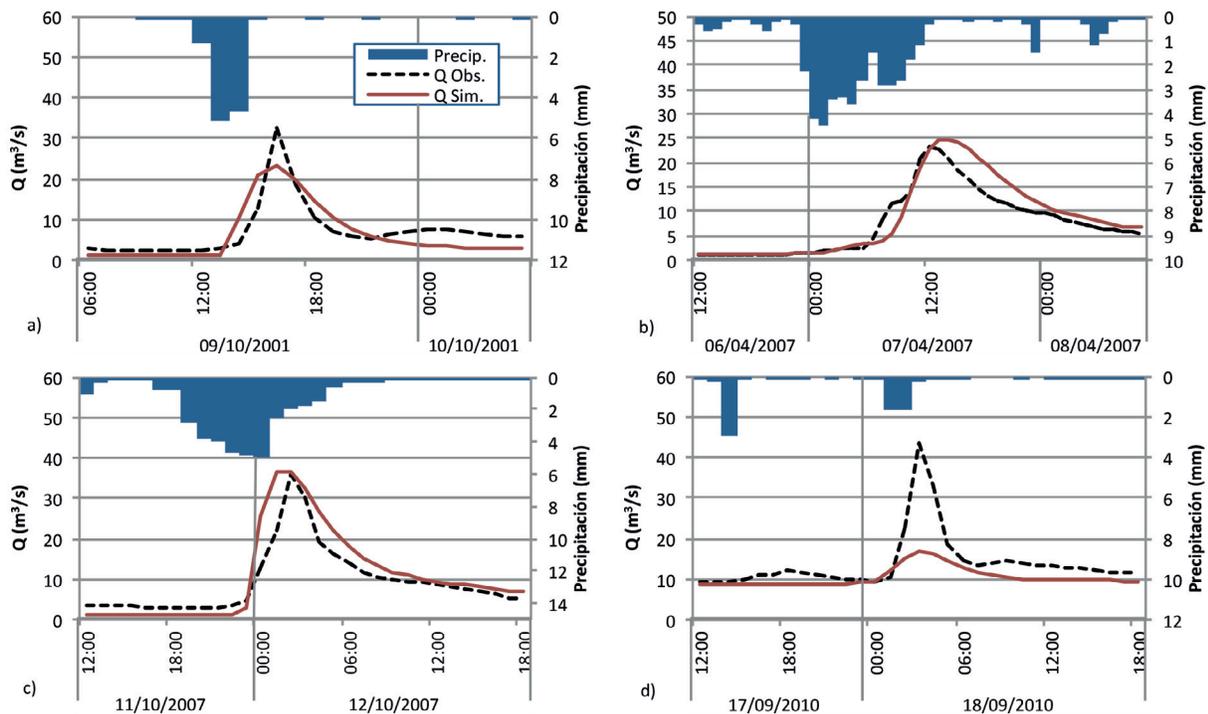


Figura 9 | Resultados de cuatro de los nueve eventos empleados para validación. Evento de octubre de 2001 (a) NSE 0.60, evento de abril de 2007 (b) NSE 0.81, evento de octubre de 2007 (c) NSE 0.72 y evento de septiembre de 2010 (d) NSE 0.24.

Implementación a escala diaria

La información empleada fue la misma que en el caso de la escala horaria, salvo la precipitación. La precipitación empleada fue la de la base de datos Spain02, debido a que este modelo se utilizaría posteriormente para el cálculo de las condiciones iniciales al día 13 de octubre de 1957 con dicha base de datos.

La calibración se llevó a cabo con el periodo temporal 2000-2002, obteniendo un índice de Nash y Sutcliffe de 0.81. La validación se llevó a cabo con el periodo temporal 2003-2008 y se obtuvo un NSE de 0.64 (Figura 10).

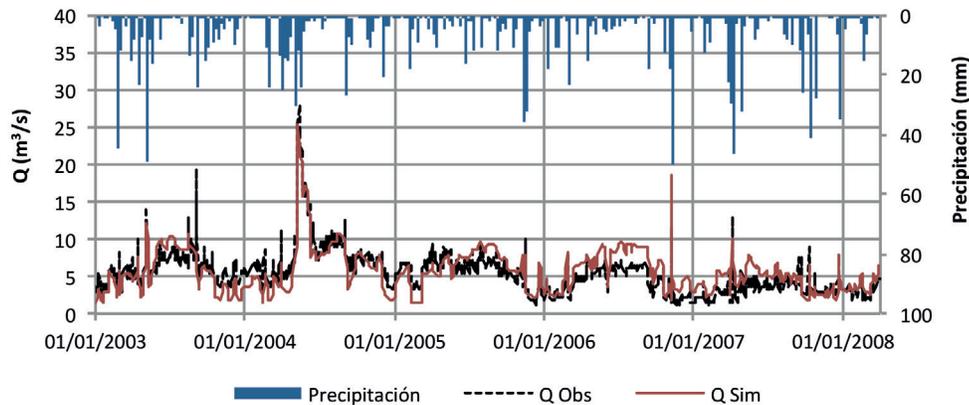


Figura 10 | Resultados de la validación a escala diaria.

RECONSTRUCCIÓN HIDROLÓGICA Y SEDIMENTOLÓGICA

Para poder realizar la reconstrucción de la riada, el primer paso fue determinar cómo se iba a realizar la laminación de los sedimentos en los embalses. Tras esto, fue necesario recalcular aquellos mapas de parámetros que dependen de los usos del suelo, y se trabajó bajo la hipótesis de estacionaridad de los factores correctores obtenidos. Se reconstruyó a escala horaria la precipitación de los días 13 y 14 de octubre de 1957 registrada por el Servicio Meteorológico Nacional (Tabla 1). Puesto que la información cualitativa abarcaba grandes superficies, además de esta información se emplearon como datos de control, los caudales máximos y horas de paso observados. Tras esto, dada la imposibilidad de calibrar el sub-modelo del ciclo de sedimentos en el estado actual de la cuenca por falta de datos, éste se calibró con el volumen de sedimentos depositados en la ciudad de Valencia durante los desbordamientos.

Efecto de los embalses

El hidrograma de salida del embalse de Benagéber era conocido, pero, en el caso del embalse de Buseo y de la ataguía de Loriguilla no se conocía ni el hidrograma de salida ni la evolución de sus niveles, por lo tanto, fue necesario realizar el proceso de laminación partiendo de su nivel inicial. En el caso de la ataguía de Loriguilla el nivel inicial que se tomó fue 265.75 msnm, que correspondía con la ataguía completamente vacía, ya que existía un túnel de desvío. El embalse de Buseo, se inició con un nivel de 444.55 msnm, que correspondía con el embalse a media capacidad, dato que había sido observado.

La laminación del caudal total (líquido y sólido) se llevó a cabo mediante el método de Puls Modificado (Ponce 1989). Conocido el hidrograma de salida total, se pudo calcular los coeficientes de retención de los embalses. Para ello se empleó un modelo teóricamente basado, en condiciones de flujo turbulento y descarga variable. El modelo elegido fue el propuesto por la Environmental Protection Agency, USA, 1986 (Hann *et al.*, 1994). Para su cálculo, éste parte de la Ecuación (1) (Chen, 1975):

$$TE = 100 \left(1 - e^{-\frac{V_s}{V_c}} \right) \quad (1)$$

donde TE es el coeficiente de atrapamiento (%), v_s es la velocidad de sedimentación de las partículas (m/s) y v_c es la velocidad crítica de sedimentación de las partículas (m/s), e introduce una modificación en el cálculo de la velocidad crítica de sedimentación de las partículas para tener en cuenta las condiciones de descarga variable. Esta nueva velocidad crítica se calcula mediante la Ecuación (2):

$$v_c = 1.2 \frac{q_p}{A} \quad (2)$$

donde v_c es la velocidad crítica de sedimentación de las partículas (m/s), q_p es el caudal máximo de salida (m^3/s), 1.2 es un factor para tener en cuenta condiciones no ideales de sedimentación y A es el área del embalse (m^2).

De esta forma los coeficientes de atrapamiento para cada una de las tres categorías que emplea el modelo TETIS y para cada uno de los embalses son los que se muestran en la Tabla 3.

Tabla 3 | Coeficientes de atrapamiento para la ataguía de Loriguilla y el embalse de Buseo.

	TE Arena (%)	TE Limo (%)	TE Arcilla (%)
Loriguilla 1957	99.25	4.30	0.02
Loriguilla Actualidad	100	100	100
Buseo 1957	100	35.30	0.17
Buseo Actualidad	100	44.65	0.23

Tras esto, el procedimiento empleado para la laminación de los sedimentos es el que se detalla a continuación. En cada paso de tiempo se aplica el coeficiente de retención al volumen de sedimentos de entrada. De esta forma se obtiene el volumen de sedimentos que quedará retenido en dicho paso de tiempo y que por lo tanto quedará depositado. El volumen restante queda suspendido y es susceptible de ser vertido. Conocido el caudal total de salida, éste deberá presentar la misma concentración de sedimentos en suspensión que el volumen presente en el embalse, por lo tanto, a partir de esta concentración se puede calcular el caudal líquido y sólido de salida. El volumen de sedimentos suspendidos que no ha sido vertido en el primer paso de tiempo, queda suspendido para el siguiente paso de tiempo y se sumará al volumen de sedimentos de entrada que no quede retenido.

Reconstrucción horaria de la precipitación

Gracias a la banda del día 14 del pluviógrafo de Valencia (Figura 5), ha sido posible reconstruir el hietograma horario de la tormenta en la ciudad (Figura 11). Tal y como se observa, la mayor parte de la precipitación se concentró en una hora. Del total de precipitación diaria, un 95% se produjo durante las 6 horas que duró el régimen tormentoso.

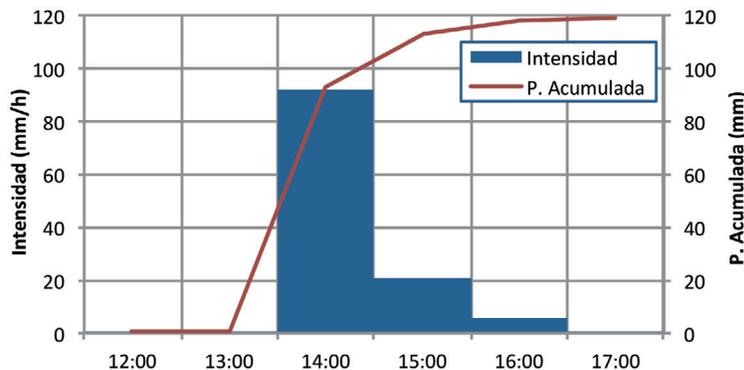


Figura 11 | Hietograma horario del día 14 de octubre de 1957 en Valencia (Viveros).

A partir de este hietograma, la información cualitativa adicional sobre el inicio y el fin de las precipitaciones en la cuenca, así como la comparación parcial entre los caudales máximos líquidos y sus horas de paso simulados y los caudales máximos y horas de paso observados en los puntos de control, fue posible realizar la discretización a escala horaria en los 26 pluviómetros (Figura 12) presentes en el área de estudio. Los porcentajes adoptados para el régimen tormentoso fueron modificados respecto al observado en Valencia en función a la magnitud e inicio de la precipitación en cada una de las estaciones.

En el caso del día 13, puesto que en toda la cuenca se produjeron precipitaciones de forma continuada, se consideró que el 80% de la precipitación era la que generaba el régimen tormentoso. Se consideró el 80% y no el 95%, debido a que en esta zona la precipitación se inicia por la tarde y no a las 12:00 como es el caso de Valencia, por lo tanto el volumen de agua precipitada antes del inicio de la tormenta tenía que haber sido superior. De esta forma el 80% se distribuyó con la misma forma que el hietograma de la tormenta en Valencia. El 20% restante se distribuyó a lo largo del día con una intensidad débil. Este proceso se llevó a cabo de igual forma en todas las estaciones de la cuenca, salvo en el caso de los pluviómetros situados en las ramblas Castellana y Escarihuela, en las que se produjo una situación diferente, el régimen tormentoso tuvo una duración superior a las 6 horas. En esta zona de la cuenca se adoptó que el 70% de la precipitación diaria fue la que contribuyó al régimen tormentoso. Partiendo del hietograma en Valencia se consideró que cada bloque presentó una duración de dos horas, y un medio de la precipitación. De igual forma que en el resto de pluviómetros, el 30% de la precipitación restante se distribuyó a lo largo del día para considerar el hecho de que las precipitaciones no fueron aisladas.

Para la reconstrucción de las precipitaciones del día 14, el proceso seguido fue el mismo, en este caso en las estaciones pluviométricas situadas más al oeste (cuenca del río Tuéjar y alrededores) se consideró que el 95% de la precipitación diaria provocó el régimen tormentoso y en las estaciones de Chera y Bugarra se tomó el 99% de la precipitación diaria. En el caso de las ramblas Castellana y Escarihuela se consideró que el 87% de la precipitación diaria contribuyó en el régimen tormentoso, mientras que en las estaciones más cercanas a la costa fue un 80%.

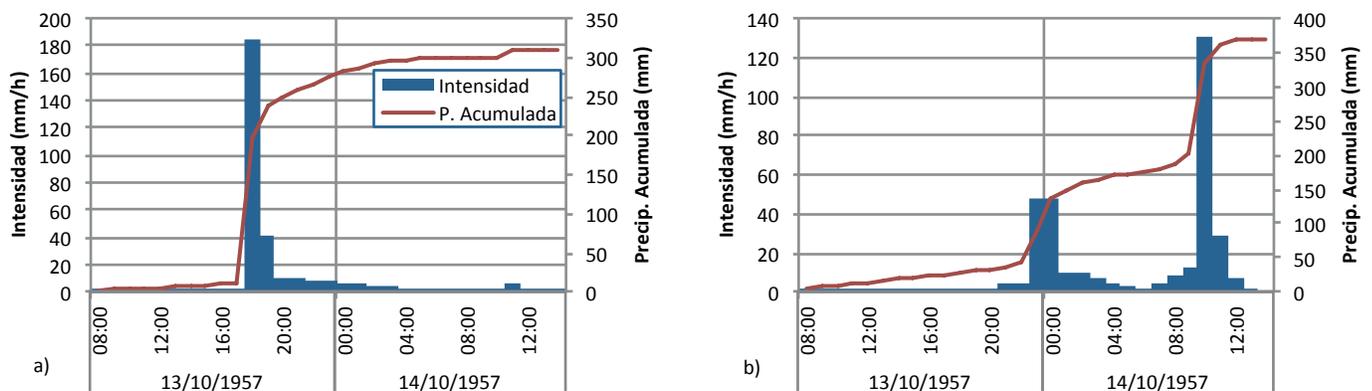


Figura 12 | Hietogramas horarios en las estaciones pluviométricas de Domeño (a), cuenca media y Lliria (H.S.) (b), cuenca baja.

Calibración del sub-modelo del ciclo de sedimentos

La calibración del sub-modelo del ciclo de sedimentos se realizó a partir de la información recogida sobre los sedimentos depositados en la ciudad de Valencia. Sabiendo que la superficie inundada fue de 20.707 km² y que la altura media del sedimento fue de 25 cm, el volumen de sedimentos depositado en la ciudad, con una densidad de 1.63 kg/dm³, fue de 5,176,750 m³. Este valor transformado a la densidad empleada por el modelo TETIS para los sedimentos (2.65 kg/dm³), da un volumen total de 1,976,613 m³, que fue el empleado para la calibración.

Puesto que no se disponía de series de caudal sólido, el proceso de calibración fue manual y consistió en la obtención de unos factores correctores a escala diaria y horaria que obtuviesen el mismo volumen de sedimentos en la estación de aforo situada en Manises al final del evento, y que además, sabiendo que la capacidad del cauce era de 2300 m³/s y realizando las hipótesis de concentración homogénea en toda la sección y depósito de todos los sedimentos desbordados, proporcionasen un volumen de sedimentos desbordado igual al observado.

Los resultados obtenidos fueron un volumen de 18,000,452 m³ en el caso de la escala diaria y un volumen de 18,000,449 m³ en la escala horaria, que proporcionaba un volumen desbordado de sedimentos de 2,010,365.5 m³, valor con un error del +1.7% en volumen respecto al observado. Por lo tanto los resultados obtenidos en la calibración fueron satisfactorios.

Resultados

A continuación se muestran los resultados en los diferentes puntos de simulación empleados (Figura 13 y Figura 14). Igualmente, se obtuvo la variación de volumen y sedimentos depositados, así como los caudales de entrada y salida, tanto de caudal líquido como sólido, en el embalse de Buseo y en la ataguía de Loriguilla (Figura 15).

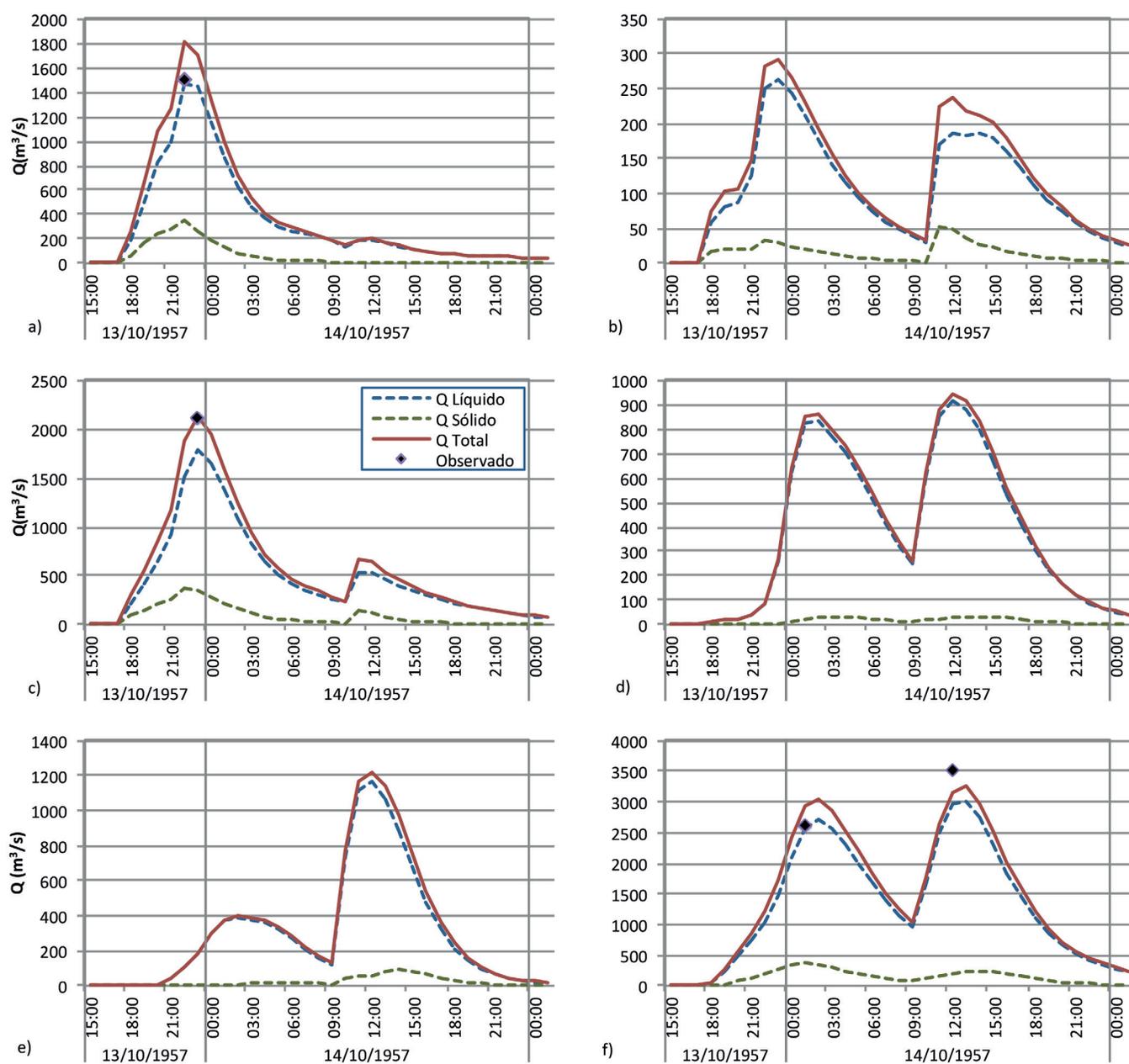


Figura 13 | Hidrogramas simulados en Chulilla (a), Sot (b), Portlux (c), Castellana (d), Escarihuela (e) y Villamarchante (f).

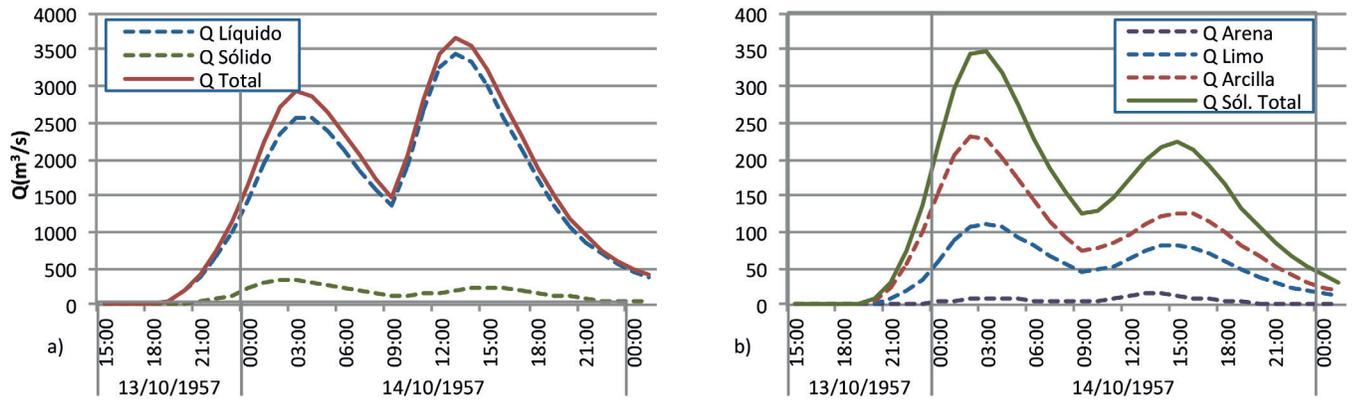


Figura 14 | Hidrograma (a) y sedimentograma (b) en la estación de aforo de Manises.

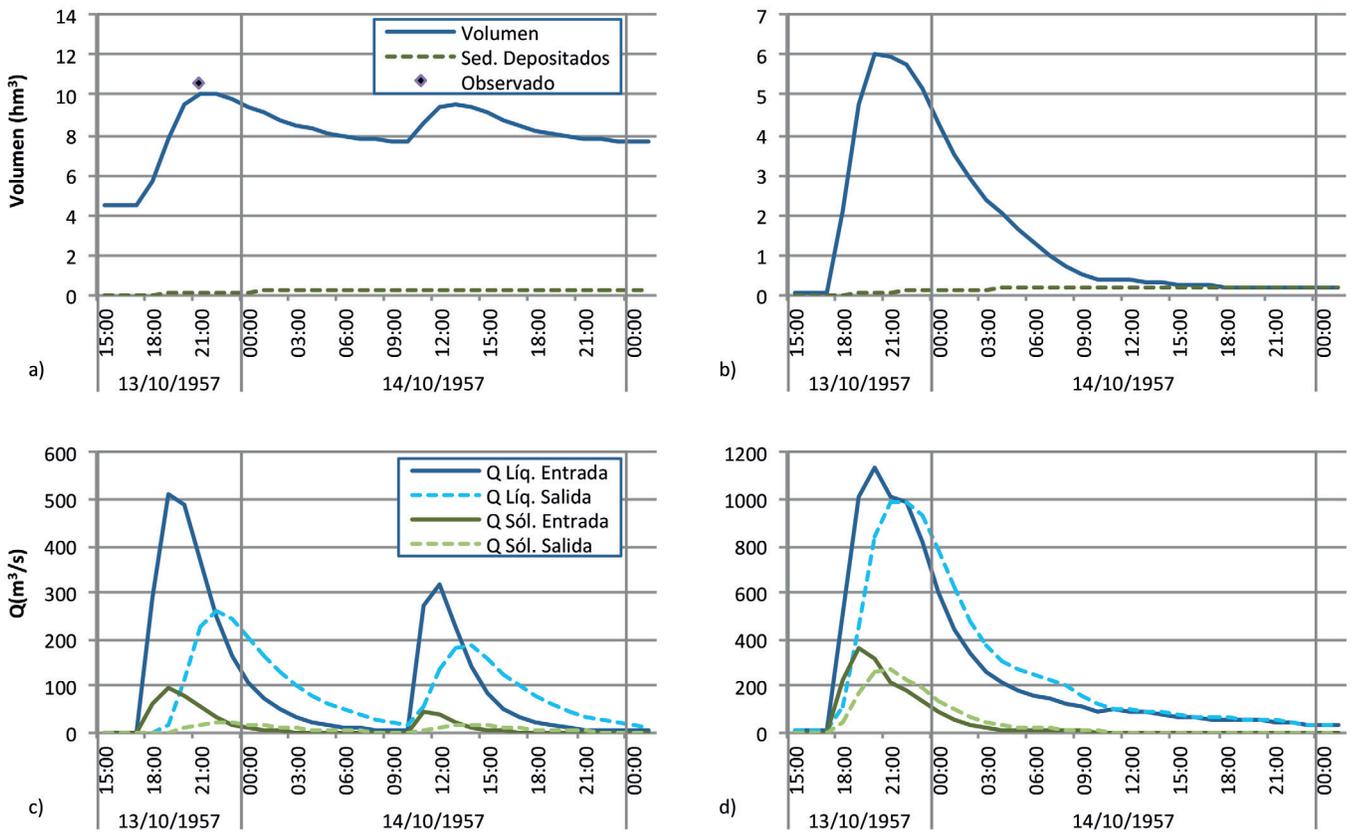


Figura 15 | Variación de volumen e hidrogramas de entrada y salida en el embalse de Buseo (a y c) y en la atagüa de Loriguilla (b y d).

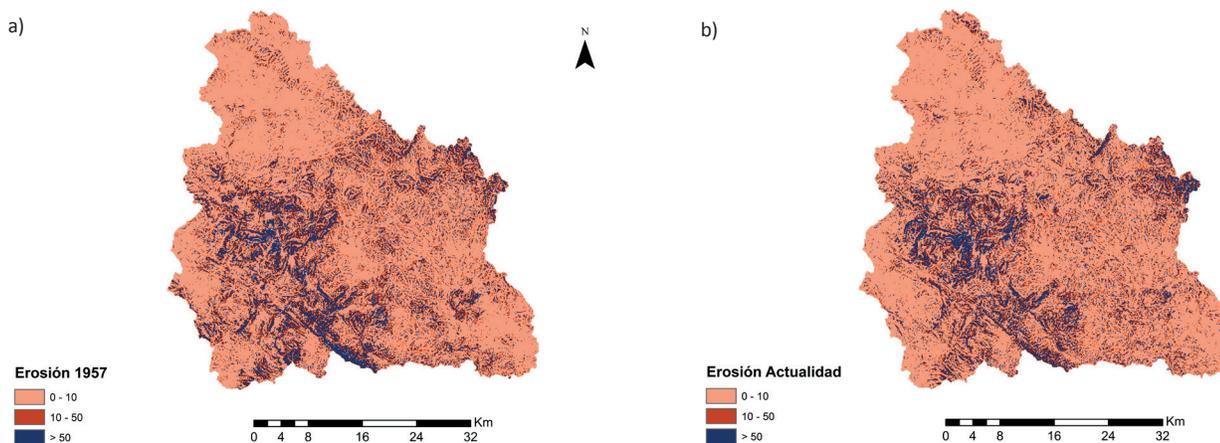


Figura 16 | Mapa de erosión producida en 1957 (a) y en la actualidad (b) en m^3/ha .

Tabla 4 | Balance de sedimentos en la cuenca (1957 y actualidad). Volumen total de sedimentos depositados en la cuenca, volumen de sedimentos depositados en embalses, volumen de sedimentos que salen de la cuenca y erosión producida.

	Sedimentos depositados en la cuenca (hm^3)	Sedimentos depositados en embalses (hm^3)	Sedimentos salida (hm^3)	Erosión (hm^3)
1957	35.15	1.04	18.00	53.15
Actualidad	42.21	7.14	10.77	52.98

Los resultados obtenidos demostraron que, con la información disponible sobre el evento, es posible realizar su reconstrucción con un cierto grado de error. En cuanto a la precipitación cabe destacar la importancia de la precipitación antecedente de los días 11 y 12 de octubre, que aunque por sí sola no tendría mayor importancia, contribuyó a aumentar la escorrentía al dejar el terreno prácticamente saturado. Así como, la estructura espacio-temporal de la lluvia de los días 13 y 14, incluyendo el desplazamiento noreste del epicentro de la tormenta. En el caso de los caudales máximos observados, el mayor error se encontró en el punto de simulación situado en Chulilla que tomó un valor de +20%, el resto tomaron valores muy inferiores. En concreto, se analizó el punto de simulación situado en Manises, ya que su hidrograma es comparable al hidrograma reconstruido en Valencia. Este hidrograma puede trasladarse hasta la estación de aforo de Manises sufriendo únicamente desfase horario (Bonache y Marco, 2014) y es la información más precisa de la que se dispuso ya que la observación de estos niveles la realizó el personal del Servicio de Aforos de la Confederación. De la comparación entre ambos hidrogramas se obtuvo unos errores de +8% y -1.5% en el caso de los caudales máximos, y -11.5% en el caudal mínimo.

Además, se puede decir que el dato observado de nivel máximo alcanzado en el embalse de Buseo (453.6 msnm) fue el que más justificó la importancia de la incorporación del ciclo de sedimentos a los modelos hidrológicos, ya que si no se hubiera incorporado, el nivel máximo alcanzado en este embalse hubiese sido inferior a su cota de coronación y por lo tanto no se hubiese producido vertido por coronación, lo que suponía una fuerte condición de contorno. El nivel simulado alcanzado por el embalse, fue de 453.2 msnm, lo que supone un error de 0.1% respecto al observado. Para conseguir este nivel, sin el ciclo de sedimentos, la precipitación tendría que haberse visto incrementada en un 15-20% en las inmediaciones del embalse.

La erosión producida fue de 53 hm^3 (Tabla 4 y Figura 16), en cambio, el volumen de sedimentos que llegó a Manises fue muy inferior. Esto se debe a que es un punto cercano a la línea de costa, por lo tanto presenta pendientes tendidas que producen una disminución de la velocidad del flujo y por lo tanto de su capacidad de transporte, pero aguas arriba, en torno a las zonas más erosionadas, se obtuvieron contribuciones del caudal sólido de hasta un 31%. Por último, se analizó el volumen de sedimentos simulado en Manises de cada una de las categorías. De los 18 hm^3 de sedimentos, 11.25 hm^3 eran de arcilla y 6.15 hm^3 de limo, lo que coincide con la descripción de los sedimentos que quedaron depositados en la ciudad durante los desbordamientos. Estos sedimentos fueron descritos como “Barro arcilloso” o “Barro fangoso”.

COMPARACIÓN CON LA SITUACIÓN ACTUAL

Tras los cambios que ha sufrido la cuenca respecto al año 1957, se esperaba que su respuesta frente a las mismas precipitaciones, fuera distinta. En la actualidad el embalse de Loriguilla presenta una capacidad de 73.21 hm³ a Nivel Máximo Normal (NMN), capacidad muy superior a la que tenía la ataguía en 1957. Además, se ha producido una evolución en los usos del suelo, destacando el aumento del área urbana en más 100 km² en la parte baja de la cuenca. Estos cambios han modificado la evapotranspiración, la capacidad máxima de almacenamiento estático en la capa superior del suelo, la capacidad de infiltración del suelo, la conductividad hidráulica del interfluyo y el factor de cultivo.

El proceso llevado a cabo, consistió en realizar dos simulaciones en el estado actual de la cuenca con la precipitación de 1957. La primera con la ataguía de Loriguilla, para comprobar el efecto del cambio en los usos del suelo, y la segunda con la incorporación del embalse de Loriguilla. Como condiciones iniciales de los embalses, se tomó la media del volumen almacenado durante el mes de octubre desde el año 1990 hasta el año 2012. De esta forma, el embalse de Buseo se inició con un volumen de 3.31 hm³. El embalse de Loriguilla, en el caso de la segunda simulación, se inició con un volumen de 17.01 hm³, y se consideró que no sería necesario que realizase sueltas de caudal. Asimismo se calcularon los nuevos coeficientes de retención (Tabla 3), que en el caso de Loriguilla fueron del 100% por no realizar sueltas de caudal.

Resultados

Los resultados de la primera simulación (Figura 17a) mostraron que el efecto del cambio en los usos del suelo resultaría despreciable, los caudales máximos obtenidos serían muy próximos a los de 1957. En cambio, los resultados de la segunda simulación, mostraron que con la incorporación del actual embalse de Loriguilla, la segunda onda tomaría valores próximos a los de la simulación de 1957, ya que proviene principalmente de las ramblas Castellana y Escarihuela. En cambio, la primera onda se vería fuertemente reducida (Figura 17b). Esto se debe a que el embalse de Loriguilla, con una capacidad actual de 73.21 hm³, sería capaz de almacenar todas las aportaciones que se producen aguas arriba del mismo, tal y como se consideró inicialmente. De hecho, los resultados mostraron que el nivel máximo alcanzado sería de 57.58 hm³, muy inferior a su capacidad a NMN.

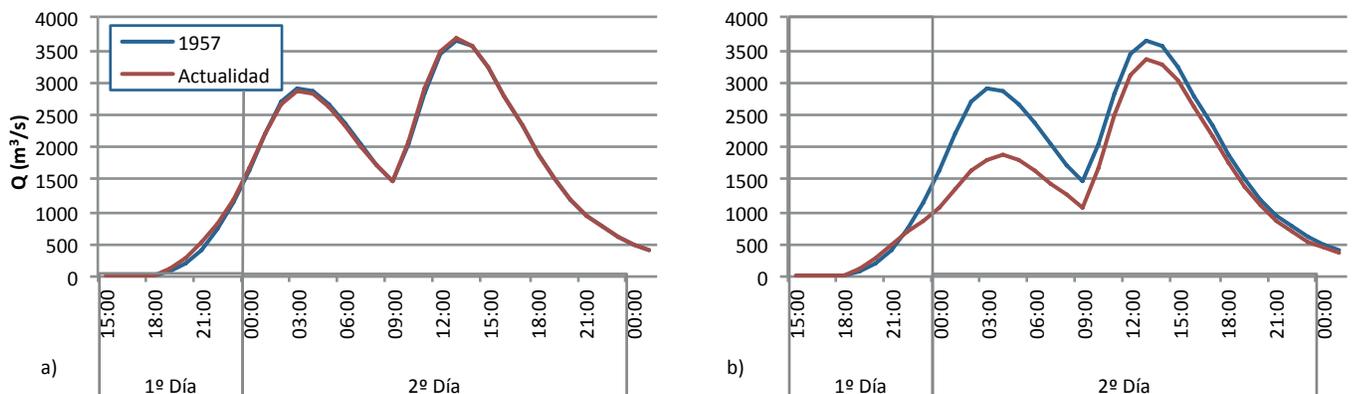


Figura 17 | Comparación entre el hidrograma simulado en 1957 y el simulado con cambio en los usos del suelo, sin incorporar el embalse de Loriguilla (a), y el simulado con cambio en los usos del suelo y la incorporación del embalses de Loriguilla (b).

La erosión que se obtuvo sería similar a la obtenida en la simulación de 1957 (Figura 16b), pero el flujo de salida de sedimentos se vería fuertemente reducido (Tabla 4) como consecuencia del embalse de Loriguilla, en el que quedarían almacenados 6.53 hm³.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos mostraron que con la información disponible sobre el desarrollo del evento, era posible realizar la reconstrucción, tanto hidrológica como sedimentológica. De ésta, cabe destacar la importancia de la lluvia antecedente al día 13, que a pesar de no ser de gran intensidad, dejó el terreno prácticamente saturado. También tuvo gran importancia la estructura espacio-temporal de la precipitación de los días 13 y 14, así como el desplazamiento noreste del epicentro de la tormenta, que provocó que las aportaciones de los afluentes al cauce principal fuesen acumulándose. También tomó gran importancia la incorporación del ciclo de sedimentos al modelo hidrológico distribuido, que a pesar de que tuvo poca importancia en el caudal pico en la ciudad, resultó crucial en otros puntos como en el embalse de Buseo, en el cual no se hubiera podido cumplir la condición de contorno de no ser por su incorporación. Todo ello, sin olvidar que aguas arriba, donde la capacidad de transporte del flujo no se ve reducida por las leves pendientes, se obtuvo contribuciones de hasta un 31% al caudal pico, valor nada despreciable. Por lo tanto, a pesar de que su incorporación, en la simulación realizada en la estación de aforo de Manises, no resultó relevante desde el punto de vista de la peligrosidad, sí puede serlo en otras situaciones, y en cualquier caso, lo es desde el punto de vista de los daños sociológicos y económicos, pues la retirada de los sedimentos de la ciudad duró más de un mes.

Por otra parte, de los resultados obtenidos en la simulación realizada con los usos del suelo actuales, el efecto del aumento del suelo urbano en la parte baja de la cuenca resultó despreciable en este caso. Las precipitaciones más intensas no se produjeron en la zona urbana, por lo que su posible efecto no pudo ser valorado de forma adecuada. Por último, dado que los caudales máximos simulados en la actualidad no superaron los observados en 1957, el Nuevo Cauce del Turia, con una capacidad de evacuación de 5000 m³/s, sería suficiente para proteger la ciudad de una posible inundación generada con las precipitaciones de 1957.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo agradecen a José Ángel Núñez Mora, Jefe de Climatología del Centro Meteorológico en Valencia, haber facilitado la banda del pluviógrafo de Valencia, y a Enrique Campos Roselló, Jefe del Servicio Técnico de la Confederación Hidrográfica del Júcar, haber facilitado la información referente al embalse de Loriguilla. Asimismo, agradecen al Servicio Automático de Información Hidrológica de la Confederación Hidrográfica del Júcar y al Centro de Estudios Hidrográficos del Centro de Estudios Experimentales, haber facilitado el acceso a sus datos.

REFERENCIAS

- Almorox, J., De Antonio, R., Saa, A., Díaz, M. C., Gascó, J. M. (1994). *Métodos de estimación de la erosión hídrica*. Editorial Agrícola Española S.A.
- Bonache, X., Marco, J. B. (2014). *Metodología per al calibratge de modelització matemàtica hidràulica, aplicada a la reconstrucció de la riuada de València de 14 d'octubre de 1957*. Universitat Politècnica de València, Spain.
- Carmona, P. (1997). La dinámica fluvial del Turia en la construcción de la ciudad de Valencia. *Documents d'Anàlisi Geogràfica*, 31, 85-102.
- Cánovas, M. (1958). Avenidas motivadas por las lluvias extraordinarias de los días 13 y 14 de octubre de 1957. *Revista de Obras Públicas. Tomo I*.
- Chen, C. (1975). Design of sediment retention basins. *National Symposium on Urban Hydrology and Sediment Control*, University of Kentucky, July.
- CHJ. (2002). *Documento xxyz de la presa de Loriguilla*. Confederación Hidrográfica del Júcar.
- CHJ. (2013). *Modelo de elevación digital. Tamaño de celda 100x100 m*. Confederación Hidrográfica del Júcar.

- DIHMA. (2001). *Un modelo de predicción de crecidas para el SAIH de la Confederación Hidrográfica del Tajo*. Universitat Politècnica de València, Spain.
- Domenico, P.A., Schwartz, F.W. (1998). *Physical and chemical hydrogeology*. John Wiley & Sons, INC.
- FAO, (2006). *Estudio FAO riego y drenaje, 56. Evapotranspiración del cultivo*. ISBN 92-5-304219-2
- GIMHA, (2014). *Descripción del modelo conceptual distribuido de simulación hidrológica TETIS*. Universitat Politècnica de València, Spain.
- García, A. (2007). *Pantano de Buseo, 1903-2003: de obra hidráulica de uso agrícola a fundación mediambiental de la Comunidad Valenciana*. Javier Boronat, D.L., Valencia, Spain.
- García, V., Carrasco, A. (1958). *Lluvias de intensidad y extensión extraordinarias causantes de las inundaciones de los días 13 y 14 de octubre de 1957 en las provincias de Valencia, Castellón y Alicante*. Servicio Meteorológico Nacional, Spain
- Gómez-Guillamón, F. (1958). La Batalla del Barro y la recuperación de Valencia. *Asociación de Ingenieros de la Construcción y Electricidad y del Arma de Ingenieros, 17 y 18*.
- Haan, C.T., Barfield, B.J., Hayes, J.C. (1994). *Design hydrology and sedimentology for small catchments*. Academic Press, San Diego, California.
- Herrera, S., Gutiérrez, J. M., Ancell, R., Pons, M. R., Frías, M. D., Fernández, J. (2012). Development and Analysis of a 50 year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Sapin (Spain02). *International Journal of Climatology* 32(1),74-85- doi:10.1002/joc.2256
- Hiederer, R. (2013). Mapping Soil Properties for Europe – Spatial Representation of Soil Database Attributes. *Publications Office of the European Union, EUR26082EN Scientific and Technical Research series*. Luxembourg: 2013, 47pp. doi:10.2788/94128.
- IGME, (2013). Mapa de permeabilidad cualitativa del acuífero. Escala 1:200,000. Instituto Geológico y Minero de España.
- Llasat, M., Puigcerver, M. (1994). Meteorological factors associated with floods in the north-eastern part of the Iberian Peninsula. *Natural Hazard*, 9(1), 81-93. doi:10.1007/BF00662592
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual models. I. A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282-290. doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6
- Pérez, F. (2007). *Hasta aquí llegó la riada: Valencia y el Turia*. Ajuntament de València, D.L., Valencia, Spain.
- PNOA, (2014). Ortofotos. PNOA© Instituto Geográfico Nacional
- Ponce, V.M. (1989). *Engineering hydrology: Principles and practices*. Prentice Hall Inc. New Jersey, USA.
- Ramírez, L.M., Francés, F., Bussi, G. (2012). *Análisis de la implementación de un modelo hidrológico distribuido con información estándar en España*. Universitat Politècnica de València, Spain.
- Rojas, R. (2002). *GIS-based upland erosion modeling, geovisualization and grid size effects on erosion simulations with CASC2D-SED*. Department of Civil Engineering, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Soriano, J., Sanchis, C. (2014). *Cambios de usos del suelo en la Cuenca del Turia (1956-2010). Tramo Benagéber-Valencia*. Informe inédito. Universitat Politècnica de València, Spain.