

TÍTULO: ESTUDIO MORFOMÉTRICO E HIDROLÓGICO DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO GENAL.



Nombre del alumno: Diego Jiménez Madroñal.

Tutor: Dr. Luis Ismael Vallejo Villalta y Dr. Joaquín Márquez Pérez.

AGRADECIMIENTOS

Este Trabajo Fin de Grado no hubiera sido posible sin la información proporcionada por D. Mariano Corzo Toscano, técnico de la Agencia de Medio Ambiente y Agua (AMAYA), ni sin los valiosos consejos aportados por el conjunto del personal de dicho organismo.

Asimismo, quiero expresar mi profundo agradecimiento a D. Antonio Millán, técnico de la Agencia Andaluza de Medioambiente y Agua, quien de forma desinteresada me acompañó en mi primera visita a la estación de aforo del río Genal, y a D. Gaspar Mena, profesor jubilado de Alpendeire que se encarga del mantenimiento de la estación meteorológica, quien me dio las primeras claves para conocer el funcionamiento hidrológico del río Genal.

He de agradecer igualmente el apoyo en las tareas relacionadas con los Sistemas de Información Geográfica (SIG) al Dr. Márquez Pérez, en los aspectos teóricos al Dr. Vallejo Villalta, así como a la Dra. Aguilar Alba en los aspectos vinculados con el control de calidad de los datos.

Y no me olvido de Dña. María Jesús Fernández Guillén, quien me ayudó en la revisión del texto.

RESUMEN

El propósito de este trabajo es analizar las relaciones entre las características morfométricas y el funcionamiento hidrológico de la cuenca del Genal. Para ello, tras realizar la elección de las estaciones meteorológica y de aforo y de someter a un control de calidad los datos foronómicos y de precipitación, se extrae la red hídrica y se crea la cuenca hidrográfica de la estación de aforo de Puente Jubrique. Sobre ella se aplican diversos índices morfométricos, cuyos resultados permiten conocer las principales características de la cuenca. En cuanto al comportamiento hidrológico, el río Genal se caracteriza por presentar un régimen de tipo subtropical mediterráneo, siguiendo a grandes rasgos la variación estacional de las precipitaciones, excepto en verano debido a la llegada de aguas procedente de la escorrentía subterránea, así como por una gran variabilidad interanual de los caudales. Asimismo, los resultados obtenidos muestran que las respuestas hidrológicas de la cuenca ante eventos de crecidas difieren en función de las condiciones de humedad del suelo.

Palabras clave: Genal; morfometría; SIG; respuesta hidrológica.

ÍNDICE

1.	INTRODUCCIÓN.....	7
2.	OBJETIVOS.....	9
3.	CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO.	10
3.1.	Situación y configuración del valle.	10
3.2.	Geología.....	11
3.3.	Clima.	13
3.4.	Hidrografía.....	15
3.5.	Vegetación y usos del suelo.....	17
4.	METODOLOGÍA.	19
4.1.	Selección de las estaciones meteorológica y de aforo.....	19
4.3.	Control de calidad de los datos.	23
4.3.1.	Identificación de valores anómalos.....	23
4.3.2.	Relleno de lagunas.	27
4.3.3.	Homogeneización de las series.	28
4.4.	Modelización hidrológica superficial.	31
4.4.1.	Relleno de <i>sinks</i> del MDE y cálculo de la matriz de dirección de drenaje. 32	
4.4.2.	Creación de la superficie de flujo acumulado.	33
4.4.3.	Creación de cuencas vertientes específicas.....	34
4.5.	Análisis morfométrico de la subcuenca objeto de estudio.	35
4.5.1.	Variables de relieve: Pendiente media del cauce principal y por órdenes. 35	
4.5.2.	Variables de longitud de los cauces.....	36
4.5.3.	Variables topológicas: estudio de la jerarquización de los cauces y relación de bifurcación (Rb).	37
4.5.4.	Variables de forma de las cuencas	38
4.5.5.	Variables de intensidad fluvial.....	39
4.6.	Funcionamiento hidrológico.....	39
5.	RESULTADOS.....	42
5.1.	Análisis morfométrico de la subcuenca objeto de estudio.	42
5.1.1.	Variables de relieve: pendiente media del cauce principal y por órdenes. 42	
5.1.2.	Variables de longitud.	44

5.1.3.	Variables topológicas.....	45
5.1.4.	Variables de forma.....	48
5.1.5.	Variables de intensidad fluvial.....	48
5.2.	Funcionamiento hidrológico.....	49
5.2.1.	Régimen fluvial.	49
5.2.2.	Respuesta hidrológica a escala anual.	51
5.2.3.	Irregularidad interanual.	54
5.2.4.	Comparación con la variabilidad anual de las precipitaciones.	56
5.2.5.	Análisis de crecidas.	58
6.	CONCLUSIONES.	62
7.	BIBLIOGRAFÍA	64
	ANEXO I: FOTOGRAFÍAS TOMADAS DURANTE EL TRABAJO DE CAMPO.....	73
	ANEXO II: TABLAS Y GRÁFICOS.	75

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Localización de la zona de estudio dentro del marco regional.	11
Figura 2: Dominios litológicos de la cuenca hidrográfica del Genal.....	12
Figura 3: Diagrama climático de Alpendeire.....	14
Figura 4: Red hidrográfica del río Genal.....	16
Figura 5: Usos del suelo en la cuenca hidrográfica del Genal.....	18
Figura 6: Esquema metodológico.....	20
Figura 7: Variación mensual del caudal en octubre.....	24
Figura 8: Comparación del caudal y de la precipitación en valores estandarizados en 1989 (extraída del Anexo II).	26
Figura 9: Evolución de la precipitación en las estaciones de Benaoján, Cartajima y Alpendeire en julio.....	27
Figura 10: Localización de las estaciones meteorológicas usadas para el relleno de lagunas.....	28
Figura 11: Caudal remansado aguas abajo de la estación de aforo.....	30
Figura 12: Red fluvial obtenida con diversos umbrales de acumulación.....	34
Figura 13: Perfil longitudinal del río Genal.....	43
Figura 14: Órdenes (Strahler) de la subcuenca objeto de estudio.....	46
Figura 15: Variación estacional del coeficiente de caudal.....	50
Figura 16: Variación estacional del caudal y la precipitación por medio de valores estandarizados.....	51
Figura 17: Variabilidad interanual del caudal.....	54
Figura 18: Variación interanual del caudal y la precipitación.....	57
Figura 19: Hietograma e hidrograma de crecida registrado en Alpendeire y Puente Jubrique respectivamente el 28/9/12.....	60
Figura 20: Hietograma e hidrograma registrado en Alpendeire y Puente Jubrique respectivamente el 7/3/13.....	61

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Lagunas registradas en la estación de aforo de Puente Jubrique.....	20
Tabla 2: Lagunas de las estaciones meteorológicas del Alto Genal.....	21
Tabla 3: Lagunas de datos en la estación meteorológica de Alpendeire.....	22
Tabla 4: Relación de valores extremos de caudales.....	24
Tabla 5: Relación de valores extremos de precipitación.....	25
Tabla 6: Relación de gradiente.....	43
Tabla 7: Relación de longitud.....	44
Tabla 8: Razón de bifurcación.....	47
Tabla 9: Evolución anual del coeficiente de escurrentía.....	52
Tabla 10: Evolución de la irregularidad.....	56
Tabla 11: Mayores caudales máximos instantáneos desde marzo de 2011.....	58

1. INTRODUCCIÓN

El presente estudio se centra en el estudio de las relaciones entre el comportamiento hidrológico de la cuenca del río Genal, y los principales parámetros morfométricos de su relieve.

Las redes de drenaje, entendidas como la expresión de la escorrentía superficial concentrada y jerarquizada en cauces, se plasman con una intensidad que depende de la interacción de un conjunto de características ambientales (Morisawa, 1985, tomado de Romero Díaz y López Bermúdez, 1987; Llamas, 1993):

- Alimentación hídrica, tanto a partir de surgencias kársticas como de la precipitación.
- Respuesta del suelo ante estas precipitaciones, donde influyen tanto sus características propias (tales como permeabilidad o condiciones de humedad) como el relieve (siendo muy relevante en este apartado la pendiente).
- Cubierta vegetal que, en función de su densidad y tipología, ayuda a que se produzca la infiltración, y controla en parte la evapotranspiración.

En otro orden de cosas, los sistemas fluviales han sido estudiados desde diversos puntos de vista dentro de la Geografía Física (Senciales González, 1999):

- Cuantificación de los componentes de las redes de drenaje mediante diversos parámetros e índices, esto es, la morfometría fluvial, que se refiere a la medida de las propiedades geométricas de la superficie sólida de un sistema de erosión fluvial (Strahler, 1957). Informa acerca de la respuesta hidrológica y de características de la cuenca tales como su litología o su grado de cobertura vegetal (Senciales González, 1999), y se centra en el estudio de diversas cuencas hidrográficas (Jardí, 1985; Romero Díaz y López Bermúdez, 1987).
- Dinámica de redes fluviales (análisis de la hidrología superficial), donde cobra especial relevancia el análisis del régimen fluvial, así como de los factores que intervienen en su configuración (Masachs, 1954).

- Asociada a la línea de investigación anterior se encuentran, por un lado, el estudio de la producción de escorrentía y sedimentos en cuencas experimentales bajo diferentes usos del suelo (Sala y Farguell, 2002; Nadal-Romero et al., 2010; Pacheco et al., 2011) y, por otro, las modificaciones que han provocado en los volúmenes anuales de escorrentía los cambios en los usos del suelo (Pitman, 1978; García-Ruiz et al., 1995; Gallart y Llorens, 2003). En ese sentido, en muchos casos también se incorpora como objeto de estudio el estudio del efecto del clima (Changnon y Demissie, 1996; Beguería y López-Moreno, 2003; Morán-Tejeda et al., 2010) en la variación de la respuesta hidrológica.
- Asimismo, se ha de destacar el estudio de las consecuencias hidrológicas de los cambios de la cobertura vegetal (Bosch y Hewlett, 1982) en las cabeceras de las cuencas mediterráneas a partir de la década de 1960, ocasionado por el abandono de las tierras de cultivo marginales.
- Análisis de crecidas, donde son varios los autores (Ward, 1975, 1978; García Ruiz et al., 1980; Errea Abad et al., 1999; Senciales González, 1999), que incluyen como factores que intervienen en la intensificación de las crecidas las características morfométricas de la cuenca.

Con todo, se centra nuestro trabajo en la cuenca del Genal, sometida a procesos de recolonización por parte de la vegetación natural desde finales de la década de 1950 (Delgado Peña, 2006) y donde, a diferencia de otras cuencas como la Ebro, ampliamente estudiada (Llorens, 1993; García Ruiz et al., 1995; Beguería et al., 2003), los trabajos realizados son escasos.

Otros factores que han motivado su elección han sido su adecuada instrumentación, con una estación de aforo y una red densa de estaciones meteorológicas, así como por su tamaño, que al ser inferior a 200 km², cumple una de las características establecidas por Morán-Tejeda et al. (2010) para la realización de este tipo de trabajos, que también se erige como un factor importante para la realización de estudios detallados desde la óptica del modelo de datos.

Igualmente, se ha tenido en cuenta su proximidad al facilitar las visitas en campo.

2. OBJETIVOS.

El objetivo central de este trabajo es analizar las relaciones entre las principales características morfométricas y el funcionamiento hidrológico de la cuenca del río Genal.

Para conseguir este objetivo principal es necesario alcanzar y desarrollar previamente una serie de objetivos secundarios o específicos:

1. Definición de las características morfométricas más importantes de la cuenca en relación al objetivo en cuestión, esto es, aquellas que revelan información, por un lado, sobre la respuesta hidrológica y por otro, sobre la litología o cubierta vegetal.
2. Caracterización del régimen fluvial y de la variación interanual de los caudales.
3. Análisis de las diferencias estacionales e interanuales en la respuesta hidrológica.
4. Determinación de los factores que mejor explican la respuesta hidrológica frente a eventos pluviométricos de gran magnitud.
5. Establecimiento de relaciones entre la morfometría de la cuenca y la concentración del caudal en el cauce principal.

3. CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO.

3.1. Situación y configuración del valle.

La cuenca del Genal es un territorio que se sitúa en la comarca natural de la Serranía de Ronda, que aparece limitada por el Campo de Gibraltar, la Costa del Sol occidental y las serranías gaditanas de Grazalema y Ubrique, integrando a un total de 15 municipios: Algatocín, Alpandeire, Atajate, Benadalid, Benarrabá, Benalauría, Cartajima, Faraján, Gaucín, Genalguacil, Igualeja, Jubrique, Júzcar, Parauta, y Pujerra (Figura 1).

Incluida, geológicamente hablando, en el sector occidental de las Cordilleras Béticas (Rodríguez Martínez, 1977; Díaz del Olmo, 1988), el valle se enmarca al N. y NE. por la Sierra del Oreganal (Jarastepar, 1.427 m) y la Sierra de las Nieves (Cascajares, 1.416 m); al O. por la Dorsal Atajate-Gaucín (Poyato, 1.137 m y Hacho de Gaucín, 1.011 m), que se erige como la puerta de entrada o de salida hacia el Campo de Gibraltar y sirve de interfluvio con el valle del Guadiaro. Por su parte, se cierra el límite SE. con el cordón montañoso de Sierra Bermeja (Los Reales, 1.449 m) (Castillo Rodríguez, 2002; Flores Domínguez, 2007).

Así, aislamiento y compartimentación son rasgos que caracterizan a esta cuenca, siendo de difícil acceso desde la Costa del Sol o desde la meseta rondeña (Márquez Carrero y Delgado Peña, 2008).

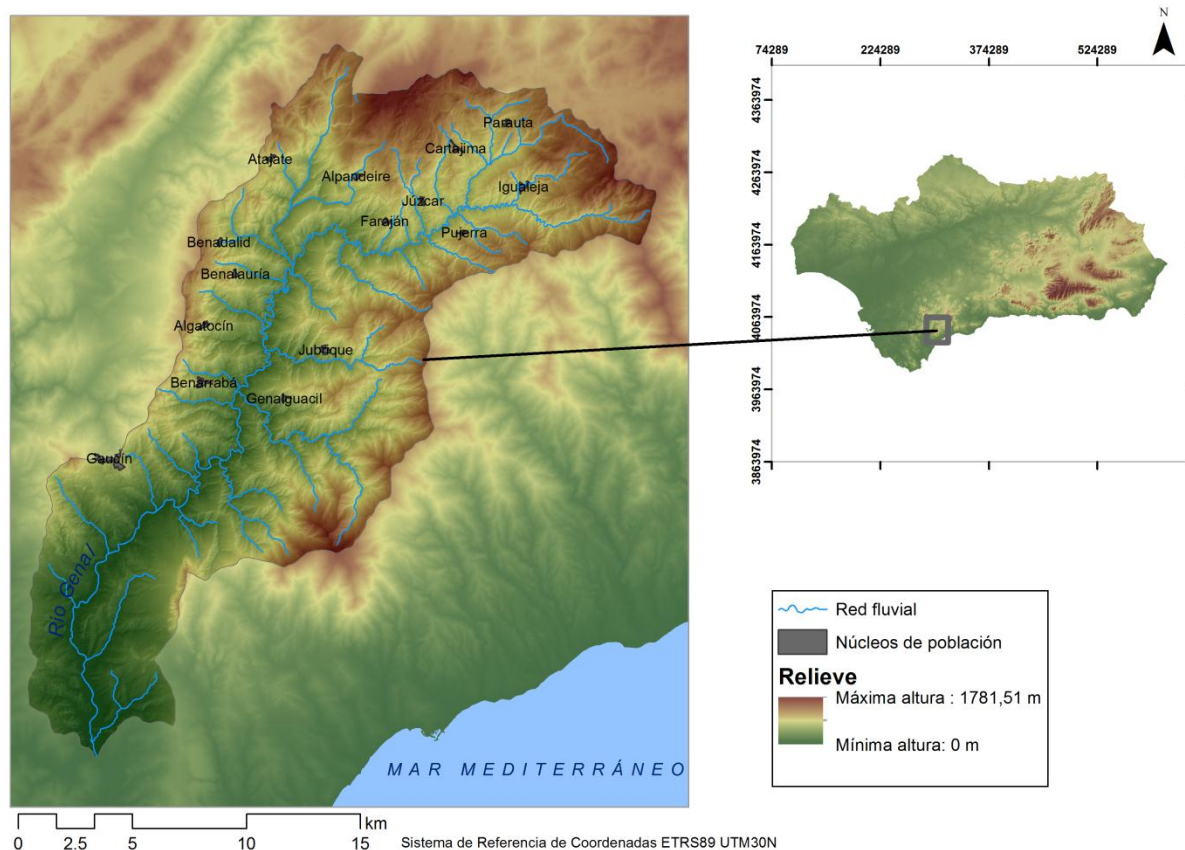


Figura 1: Localización de la zona de estudio dentro del marco regional.

Fuente: Datos Espaciales de Referencia de Andalucía (DERA) y de Red de Información Ambiental de Andalucía (REDIAM).

3.2. Geología.

Desde el punto de vista litológico, siguiendo a Rodríguez Martínez (1977) y Castillo Rodríguez (2002), el valle del Genal se caracteriza por la presencia de cuatro dominios litológicos: calizas, rocas metamórficas y peridotitas, así como algunos tramos sedimentarios del tipo flysch (Figura 2).

En cuanto a los materiales calcáreos (calizas, dolomías, margocalizas), afloran en el complejo de la Sierra de las Nieves y en el espolón Atajate-Gaucín, con sus unidades de Benadalid, Poyatiyo y Fuensanta, así como en la Sierra del Oreganal y Jarastepar (IGME, 1977). En este ámbito adquieren gran relevancia los acuíferos carbonatados, como es el caso de la unidad hidrográfica Yunquera-Las Nieves, con las surgencias de Igualeja y las fuentes de Parauta y Cartajima, o la unidad de Jarastepar con la surgencia de Júzcar (Flores Domínguez, 2007).

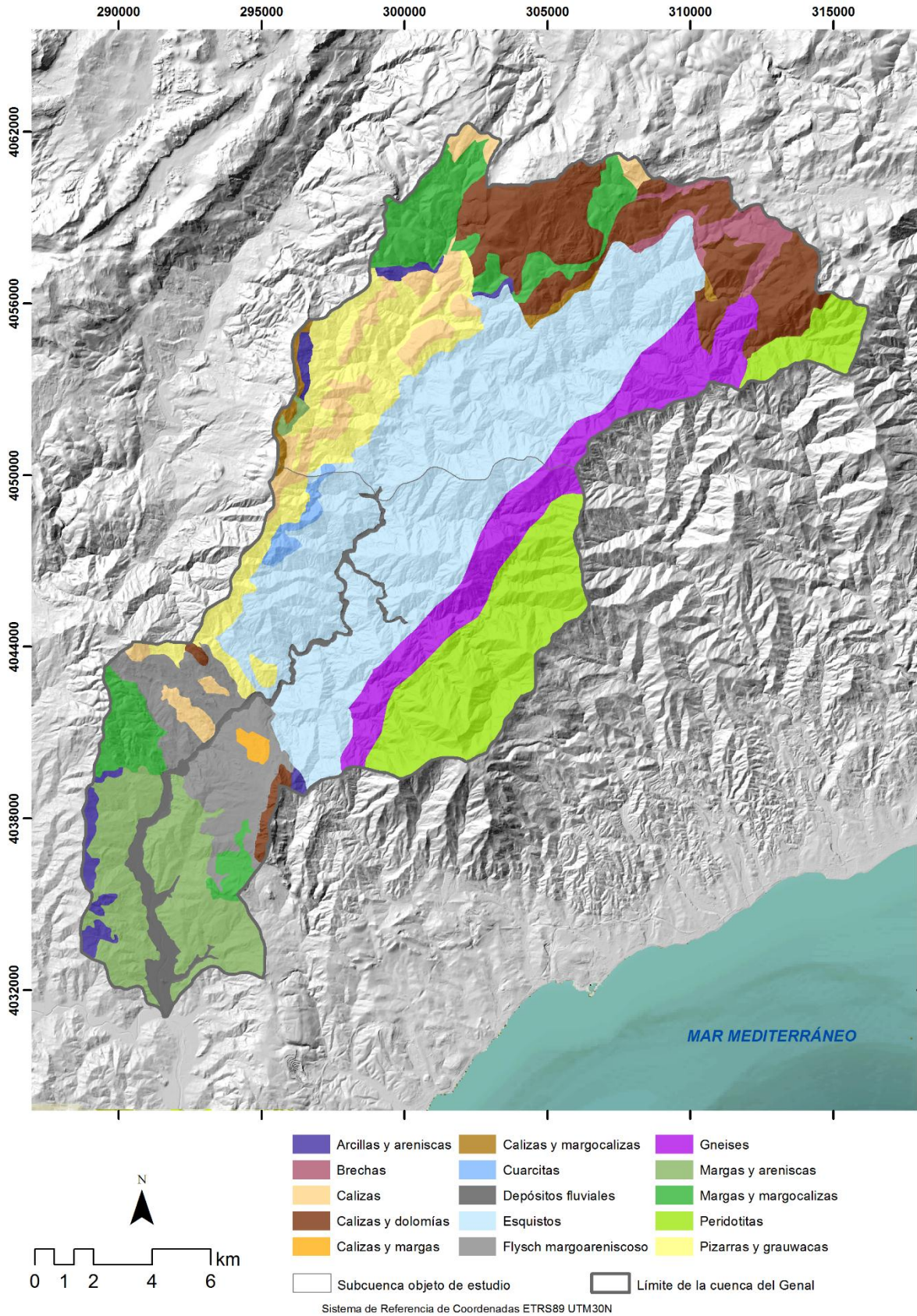


Figura 2: Dominios litológicos de la cuenca hidrográfica del Genal.
Fuente: <http://info.igme.es/cartografia/>.

En segundo lugar encontramos las rocas metamórficas, que se corresponden en gran medida con los mantos Alpujárride y Maláguide (gneises, esquistos, filitas grauwacas y pizarras), que funcionan como nexo entre la intrusión ultramáfica de las peridotitas de la margen izquierda del río y los materiales calcáreos de la margen derecha en diversos cabalgamientos (Márquez Carrero y Delgado Peña, 2008).

En tercer lugar encontramos las peridotitas, rocas ultrabásicas ricas en silicatos de hierros, magnesio, olivino y piroxeno que, debido a la intensa meteorización a la que fueron sometidas, se hallan en buena parte serpentinizadas. Este fenómeno es el causante del color rojizo típico de la oxidación del hierro presente en la roca, que da el nombre de “Bermeja” a la sierra.

Por último, en el tramo bajo de la cuenca del río Genal, se encuentra un dominio sedimentario (flysch margoareniscoso) del Paleógeno y Mioceno, así como margas y arcillas de la Unidad de Algeciras y areniscas de la Unidad del Aljibe (IGME, 1977; Castillo Rodríguez, 2002).

3.3. Clima.

Antes de entrar a analizar detalladamente los valores que nos ofrece la Figura 3, es oportuno comentar someramente las diferencias climáticas que se establecen entre el Alto y el Bajo Genal.

Por un lado, el Alto Genal goza de un clima más continental (esto es, con una mayor amplitud térmica) tanto por su lejanía al mar como por su cercanía a la meseta rondeña, y de unas menores precipitaciones debido al efecto de abrigo ejercido por el relieve con respecto a los vientos del O. y NO (Rodríguez Martínez, 1977; Castillo Rodríguez, 2002). Por otro lado, las temperaturas del Bajo Genal son más regulares debido a la influencia marítima, y las precipitaciones son más cuantiosas a causa de su mayor exposición a las masas húmedas que penetran por el Estrecho.

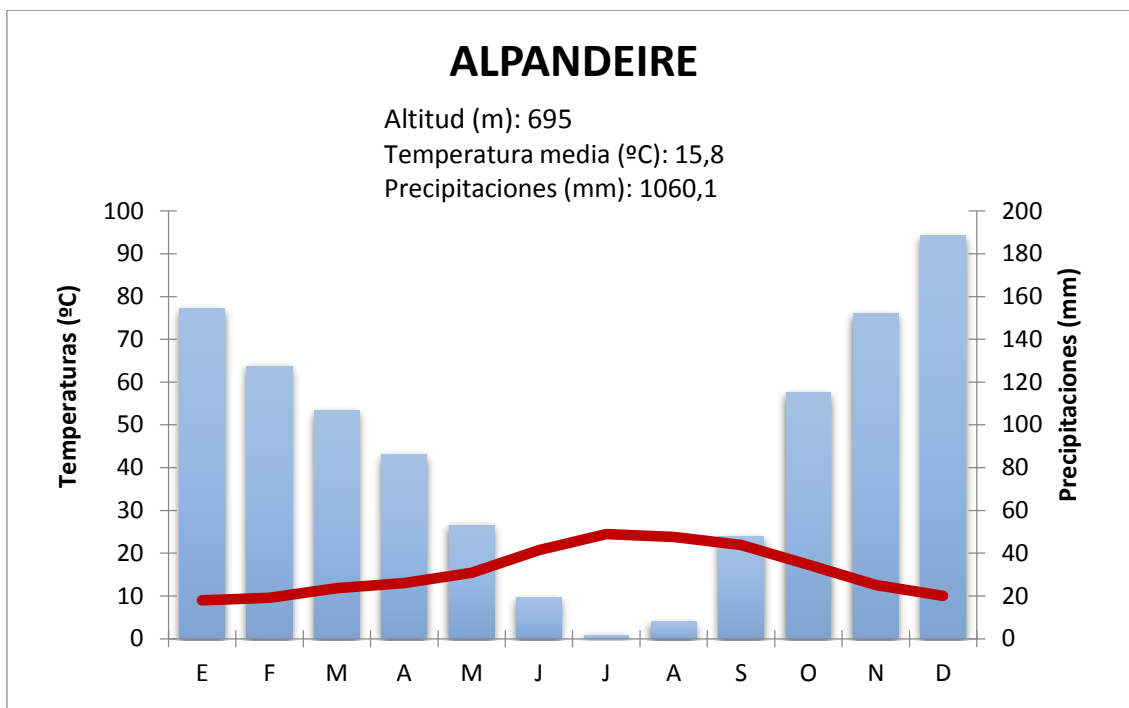


Figura 3: Diagrama climático de Alpendeire¹.
Fuente: Elaboración propia a partir de datos de la AEMET (Agencia Estatal de Meteorología).

Ya entrando en el análisis de las temperaturas de la estación de Alpendeire (Figura 3), éstas ofrecen una media anual de 15,8°C, temperatura que podemos considerar como moderada dentro del contexto regional; el máximo mensual lo encontramos en julio con 24,5°C, de modo que estamos ante un verano caluroso. En cuanto a los inviernos, la temperatura media mensual más baja queda registrada en enero (9°C) que, junto con febrero (9,6°C) y diciembre (9,9°C), son los únicos meses en los que la media mensual se sitúa por debajo de 10°C, lo que nos permite hablar de inviernos relativamente suaves.

En lo concerniente a las estaciones intermedias, la llegada de la primavera es tardía a tenor de la media mensual de abril (13°C), mientras que el otoño se caracteriza por sus elevadas medias mensuales (17,3°C para octubre).

Las precipitaciones (1060,1 mm) son muy elevadas dentro del contexto regional, motivadas por la excelente exposición hacia las advecciones húmedas del S. y SO., la confluencia en el Estrecho del océano Atlántico y del mar Mediterráneo, y el factor relieve, que potencia el efecto de disparo orográfico (Capel Molina, 1988); tienen en

¹ Las precipitaciones cuentan con registros para el periodo 1961-2015, y las temperaturas desde 1990 hasta el 31/3/2016.

diciembre su máximo pluviométrico (188,4 mm) debido a la entrada desde el O. y SO. de frentes atlánticos, mes a partir del cual empiezan a descender las lluvias hasta alcanzar la sequía veraniega, restringida únicamente a junio, julio y agosto, en los que la influencia del anticiclón de las Azores reduce al máximo las precipitaciones.

La pluviosidad es recogida en forma líquida, pues solo en las Sierras del Oreganal y Cascajares es probable que se produzcan precipitaciones en forma sólida.

Respecto a la intensidad de la precipitación, puede considerarse alta, registrando hasta 4 y 5 días con más de 50l/m² registradas en 24 horas, alcanzándose con cierta frecuencia intensidades diarias próximas a los 200 l/m² (Castillo Rodríguez, 2002).

3.4. Hidrografía.

El Genal es el principal afluente del río Guadiaro, cuyas aguas vierten al mar Mediterráneo (Rodríguez Martínez, 1977), y por tanto, pertenece a la Cuenca Mediterránea Andaluza.

El río Genal nace en el contacto de los materiales carbonatados de la unidad de las Nieves de la Sierra de Tolox y las peridotitas de Sierra Bermeja en la surgencia de Igualeja; sin embargo, la corriente solamente se regulariza a partir de las fuentes del río Nacimiento (Figura 4), y, principalmente, de su confluencia con el río Júzcar, cuyos aportes provocan un flujo continuo de agua en cualquier época del año (Rodríguez Martínez, 1977; Castillo Rodríguez, 2002).

En su tramo alto la corriente discurre en dirección E.- O- a expensas de los aportes de arroyos (caso del Horcajo) y manantiales (como el Brecinillas) que forman el río Seco, y del río Nacimiento, que se surte de los arroyos Lobos-Higuera, Bolones y Almargen.

Posteriormente, por la margen derecha desemboca el río de Júzcar y el arroyo Balastaz, y por la izquierda las aguas del Guadarín, para luego abandonar la dirección E.- O. y girar en sentido NE.-SO. a causa de la existencia de una falla inversa de dirección N-S (Gómez Moreno, 1998; Castillo Rodríguez, 2002)

Seguidamente, recibe las aguas del río Gorgote, proveniente de la margen derecha (cuyo curso alto recibe el nombre de Audalaz), iniciándose en esta unión el tramo medio, pues la pendiente del río se suaviza bastante.

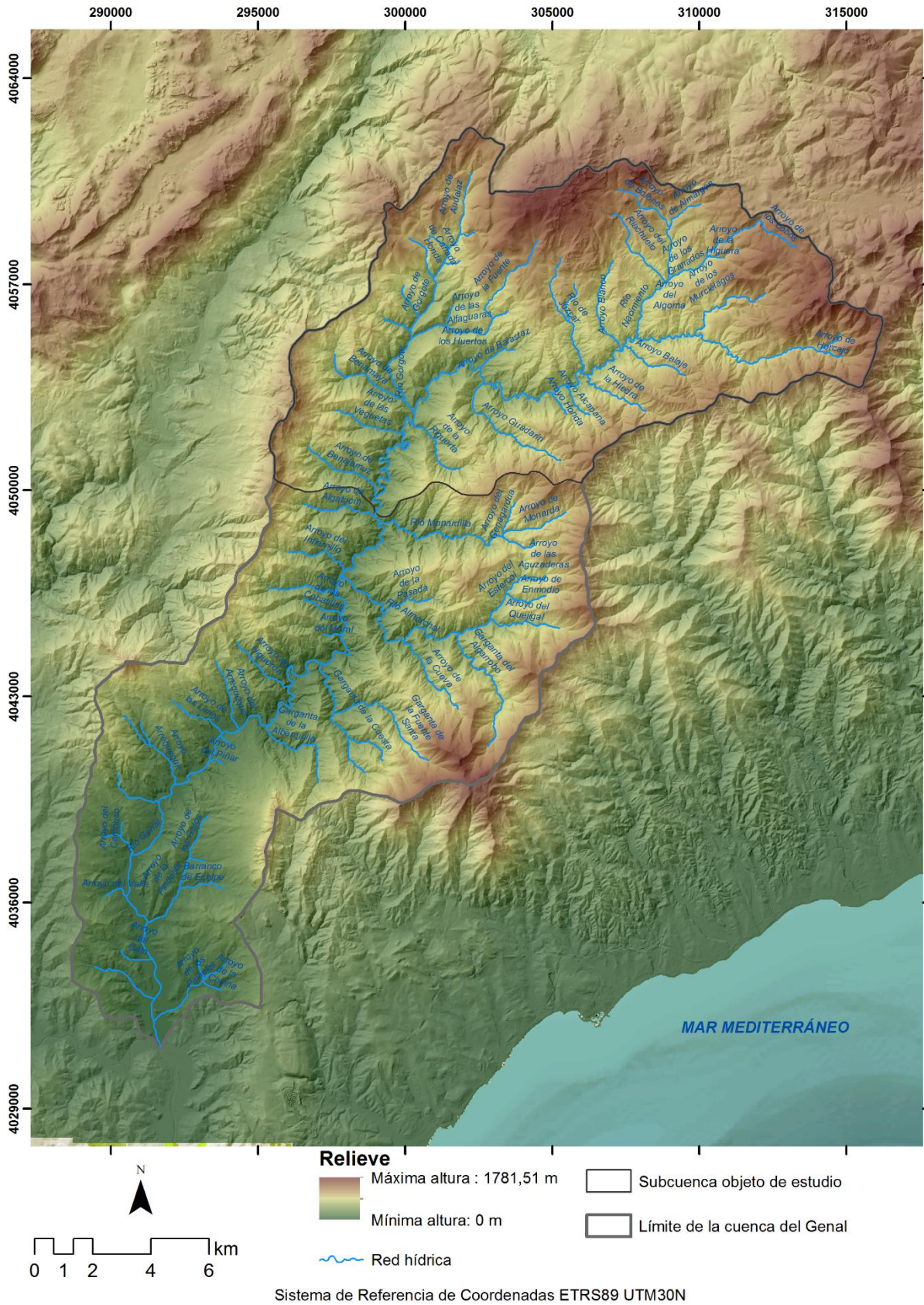


Figura 4: Red hidrográfica del río Genal.
Fuente: DERA y REDIAM.

El curso bajo comenzaría aguas abajo de Puente Jubrique, punto a partir del cual el río transcurre mucho más recto flanqueado por un cabalgamiento alpujárride. En dicho tramo, a excepción de los ríos Monardilla y Almarchal, procedentes de la margen izquierda, destacan pequeños arroyos de aguas escasas (Garganta de la Fuente Santa, arroyo del Arrequeque...), para finalmente, tras recorrer Gaucín, divagar la corriente entre los amplios depósitos aluviales y entregar sus aguas al Guadiaro junto al Cerro de las Corchas, en Casares, a unos 20m de altitud y, tras recorrer 62,9 km (Gómez Moreno, 1998; Márquez Carrero y Delgado Peña, 2008).

3.5. Vegetación y usos del suelo.

Desde un punto de vista biogeográfico, la cuenca del Genal se incluye en las provincias Gaditano-onubo-algarviense (sector Aljúbico) y Bética (sector Rondeño), y se caracteriza por ser el área forestal más continua dentro de la Serranía de Ronda (Figura 5). Posee además una gran variedad de especies, muchas de ellas endémicas y todas bien conservadas, destacando entre las arbóreas el acebuche (*Olea sylvestris*), el castaño (*Castanea sativa*) o el alcornoque (*Quercus suber*), y entre las arbustivas la aulaga (*Ulex baeticus*) o la jara (*Cistus ladanifer*) (Rodríguez Martínez, 1977; Rivas Martínez y Peinado Lorca, 1987; Gómez Moreno, 1998; Castillo Rodríguez, 2002).

Además, se ha de señalar la contribución antrópica con la introducción de especies alóctonas que se han adaptado perfectamente a las ya existentes (Castillo Rodríguez, 2002), así como el proceso de recolonización llevado a cabo por la vegetación natural en aquellas tierras agrícolas que fueron abandonadas tras la desarticulación económica sufrida en este espacio a partir de los años 60. Esto conllevó un aumento de la superficie ocupada por las áreas de alcornocal en los terrenos pizarrosos y del matorral y de la vegetación de ribera (Gómez Moreno, 1998; Delgado Peña, 2006).

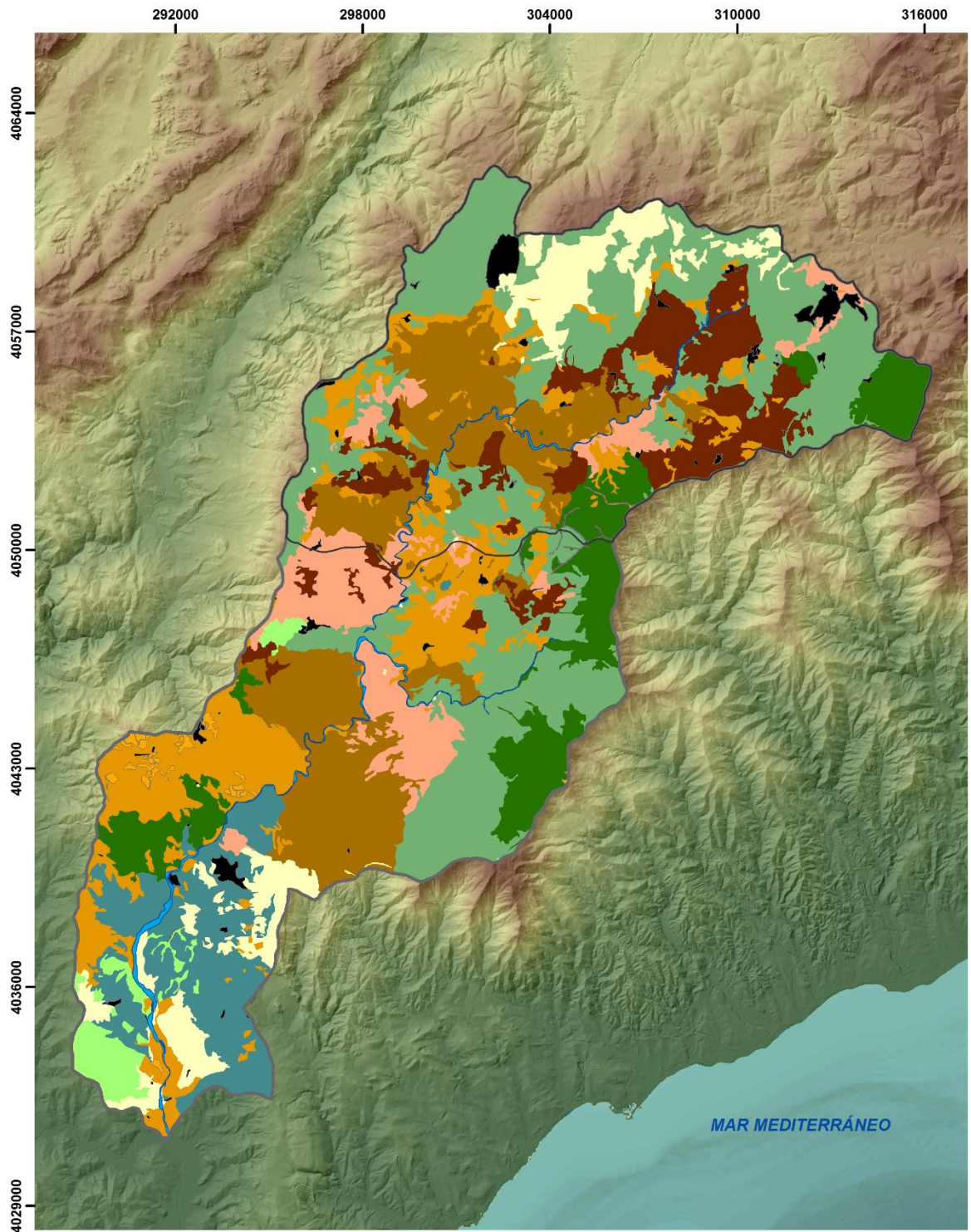


Figura 5: Usos del suelo en la cuenca hidrográfica del Genal.
 Fuente: REDIAM.

4. METODOLOGÍA.

Como se observa en la Figura 6, se ha seguido un esquema metodológico consistente en cinco fases:

1. Selección de las estaciones meteorológica y de aforo, complementada con trabajo de campo.
2. Control de calidad de los datos, incluyendo la identificación de valores anómalos, el relleno de lagunas y la homogeneización de las series.
3. Modelización hidrológica superficial para obtener la red de drenaje y la subcuenca objeto de estudio.
4. Análisis morfométrico de la subcuenca objeto de estudio, para lo cual se tienen en cuenta variables de relieve, de longitud, de forma, topológicas y de intensidad fluvial.
5. Análisis del funcionamiento hidrológico superficial, tratando en este apartado el régimen fluvial, la variabilidad de los caudales estacional e interanualmente y su relación con las precipitaciones, así como el análisis de crecidas.

4.1. Selección de las estaciones meteorológica y de aforo.

Para la realización del presente trabajo, la primera pregunta que se plantea se refiere a la disponibilidad de los datos.

En el caso de la información sobre caudales la respuesta es clara y no hubo que hacer ningún tipo de elección, dado que la cuenca del Genal posee tan sólo una estación de aforo, la de Puente Jubrique, gestionada por la Agencia Andaluza de Medioambiente y Agua, y situada en el término municipal de Jubrique (224,2 m de altitud), en el límite entre los tramos medio y bajo del curso fluvial (Castillo Rodríguez, 2002). La estación cubre el periodo que va desde el 1 de octubre de 1981 hasta el 30 de abril de 2015; sin embargo, no se disponen de datos de caudal para todos y cada uno de los días que comprenden dicho periodo, sino que son varias las lagunas existentes en los datos, concentrándose todas ellas en los últimos 6 años (Tabla 1):

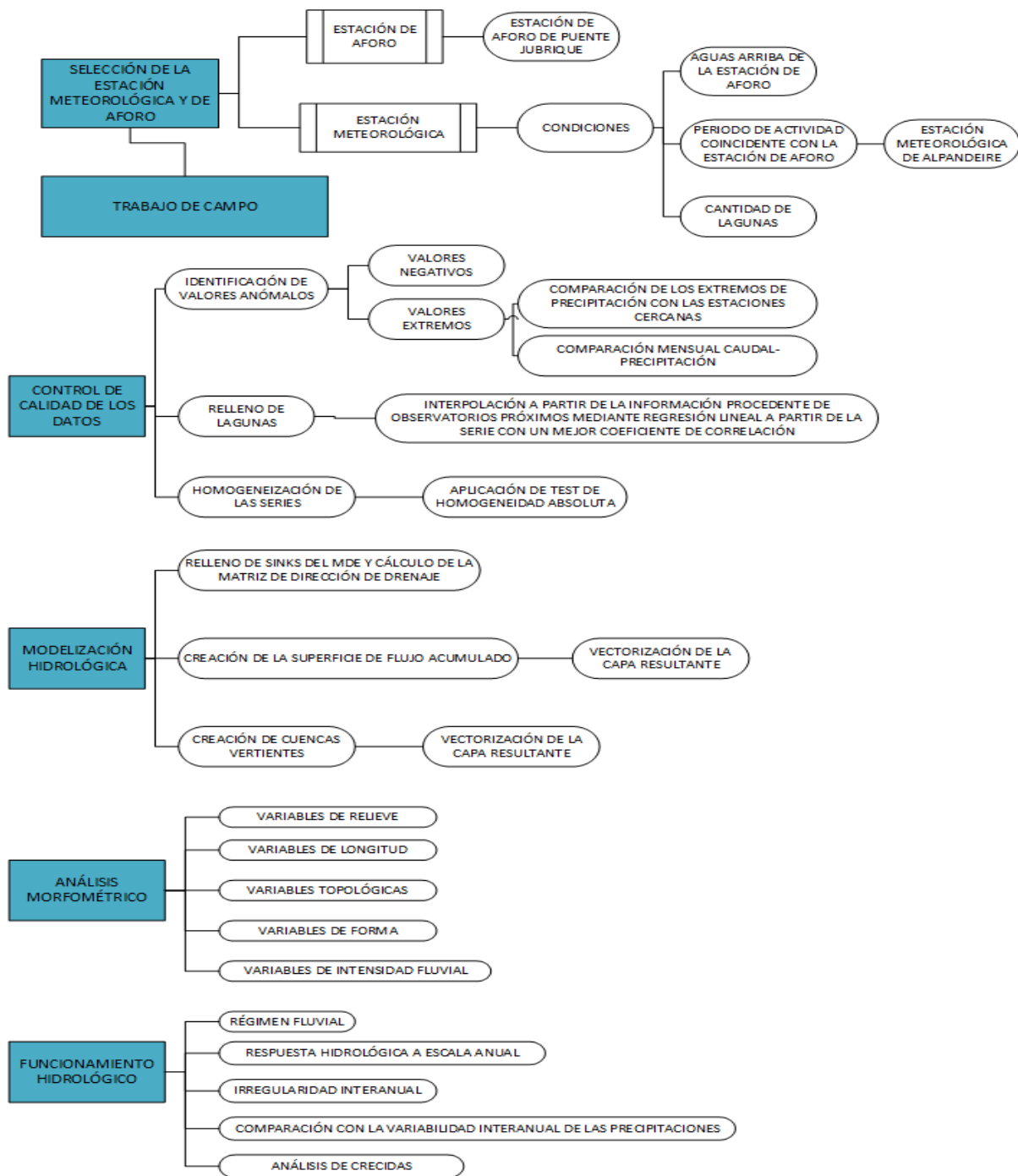


Figura 6: Esquema metodológico.
Fuente: Elaboración propia.

Año hidrológico 2009-2010.
Junio de 2012 (faltan los datos para el lapso que va desde el 15/6/2012 al 30/6/2012).
Junio de 2013.
Año hidrológico 2013-2014.

Tabla 1: Lagunas registradas en la estación de aforo de Puente Jubrique.
Fuente: Elaboración propia a partir de datos de la Agencia de Medioambiente y Agua de Andalucía (AMAYA).

De este modo, el porcentaje de lagunas para nuestra serie es del 6,4%, cifra que puede ser considerada aceptable para trabajar, ya que Aguilar Alba (2007) habla de un máximo de 5% de lagunas.

En cuanto a la precipitación, sí se ha de llevar a cabo un proceso de selección de los observatorios dado que no existe en el Alto Genal un único observatorio; la estación meteorológica debe cumplir tres requisitos:

- El primero de ellos hace referencia al emplazamiento ya que, como es lógico, ha de localizarse aguas arriba de la estación de aforo para poder medir así la correlación entre ambas variables. De esta manera, se ha hecho una primera depuración en las estaciones meteorológicas quedándonos con cinco posibles candidatas (Tabla 2).
- Poseer un periodo de actividad que coincida con el de la estación de aforo (1/10/1981- 31/4/2015);
- Que sea de la mayor calidad posible, esto es, que tenga un número bajo de lagunas, prestando mayor atención a las registradas en el periodo de actividad de la estación de aforo.

Estaciones meteorológicas del Alto Genal (código de la estación)	Periodo de actividad	Lagunas en el periodo de actividad (expresado en meses sin datos)	Lagunas en el periodo de actividad de la estación de aforo (expresado en meses sin datos)
Pujerra (6046I)	15/3/1977-	37	18
Cartajima (6043)	1/1/1961- 31/12/2012	60	43
Jubrique (0473)	1/10/1995- 31/3/2008	0	0 ²
Alpandei (6045)	1/1/1961- 31/12/2015	27	8
Alpandei, automática (6045x)	31/7/2008- 15/2/2016	0	0

Tabla 2: Lagunas de las estaciones meteorológicas del Alto Genal³.

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de REDIAM.

² Dado que en su periodo de actividad, 1/10/1995 – 31/3/2008 no tiene lagunas, consecuentemente en el periodo de actividad de la estación de aforo, 1/10/1981 – 31/4/2015, se mantiene sin lagunas.

³ Dentro del Alto Genal encontramos otra estación meteorológica, Júzcar, acequia de Chúcar (6046) pero se ha decidido no incluir en la tabla anterior al ofrecer solamente información de temperatura.

Tras lo expuesto en la Tabla 2, las estaciones de Jubrique y la de Alpanseire automática fueron descartadas para nuestro análisis debido a que sus periodos de actividad no llegan a octubre de 1981. De las tres estaciones restantes destacan por su amplitud temporal las de Cartajima y la de Alpanseire, comenzando ambas en enero de 1961, pero abarcando tres años más ésta última al proporcionar información de 2015 completo y llegar la de Cartajima sólo hasta 2012.

Respecto a las lagunas, es la estación de Alpanseire la que nos provee de una información de mayor calidad al tener únicamente ocho meses sin datos en el periodo 1/10/1981-31/4/2015 (Tabla 3), siendo así la estación seleccionada para llevar a cabo nuestro estudio; esta estación es gestionada por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y englobada bajo la Red de Estaciones Secundarias.

Sin embargo, para el apartado referido al análisis de las crecidas, al ser necesaria una escala de mayor precisión, los datos a escala diaria de la estación meteorológica de Alpanseire (6045) resultan insuficientes para nuestro cometido, por lo que fue necesario tomar los datos de precipitación de la estación meteorológica automática de Alpanseire (6045X), que únicamente se diferencia de la usada anteriormente en que ofrece datos desde 2011 con una frecuencia de 10 minutos, dado que los registros de una y otra coinciden al estar situadas en la misma localización.

Enero	1981,1982.
Febrero	1981.
Marzo	1973
Mayo	1962
Julio	1989,2015
Agosto	1961,1963,1964,1965,1966,1967,1970, 1972,1973,1974,1975,1980,1982,1985,1992.
Octubre	2014,2015
Diciembre	1966,1982,2004.

Tabla 3: Lagunas de datos en la estación meteorológica de Alpanseire.

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de la AEMET.

Con todo, las series de precipitación y caudal tienen un periodo común de 34 años (1981-2015), cifra que se puede estimar como adecuada para este tipo de trabajos al estar muy próximo a los 40 años que suelen tomarse como periodo estándar (Morán-Tejeda et al., 2010).

4.2. Trabajo de campo.

La elección de las estaciones necesarias para el trabajo se vio complementada con un trabajo de campo, que incluyó la visita a la estación de aforo de Puente Jubrique acompañado de D. Antonio Millán, técnico de la Cuenca Mediterránea Andaluza, y las estaciones meteorológicas de Alpandeire (tanto la tradicional como la automática) con un vecino del pueblo, D. Gaspar Mena, maestro jubilado encargado del mantenimiento y del envío de datos de dichas estaciones (Anexo I).

4.3. Control de calidad de los datos.

Antes de comenzar a tratar con nuestros registros de caudales y de precipitaciones, hemos de someter los datos a un control de calidad en el que se verifique la presencia de datos anómalos, se proceda al relleno de lagunas de información y se evalúe la homogeneidad de las series; para todo ello se ha seguido fundamentalmente el trabajo de Morán-Tejeda et al. (2010).

De este modo, resulta imprescindible comprobar la calidad de las series de datos, pues su falta de homogeneidad nos lleva a que los resultados extraídos de su análisis no sean fiables (González Hidalgo et al., 2002).

4.3.1. Identificación de valores anómalos.

El control de calidad de los datos es entendido como un paso dirigido a la búsqueda de aquellos que son incorrectos o erróneos, tales como valores negativos en los caudales y precipitaciones, (que pueden ser debidos a fallos de lectura, escritura o a cambios bruscos en el desarrollo del fenómeno estudiado) (Llamas, 1993), así como de la búsqueda de *outliers* (datos anómalos aislados).

En primer lugar, se ha comprobado que todos los valores obtenidos, tanto de caudal como de precipitación, sean positivos: en este caso, las precipitaciones de noviembre de 1983 (día 8), marzo de 2009 (días 23 y 24) y mayo de 2011 (día 19) no han sido contabilizadas como válidas, ya que sus registros son negativos.

En cuanto a la presencia de valores extremos, pueden ser detectados con facilidad mediante la representación gráfica de las muestras (Llamas, 1993); en este caso se estudia mediante el software *AnClim* (Stepanek, 2005), como ya hicieron otros autores para datos de caudal (García Martínez, 2016), donde los *outliers* se definen como

aquellos valores que son mayores a la suma del tercer cuartil y la multiplicación del rango intercuartílico por tres (en la Figura 7 son aquellos que quedan por encima de la línea roja).

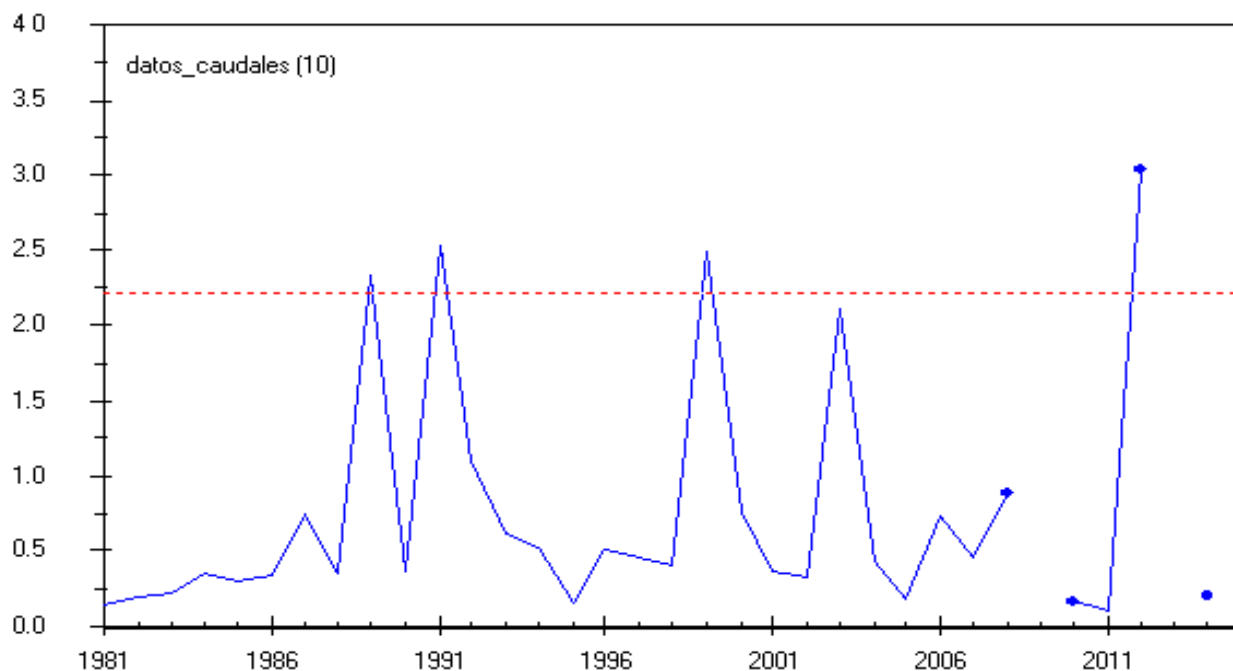


Figura 7: Variación mensual del caudal en octubre.
Fuente: Elaboración propia a partir de datos de AEMET.

Tras visualizar los gráficos para cada uno de los meses, tanto para caudal como para precipitación, tenemos los siguientes valores extremos (Tabla 4 y 5 respectivamente):

Enero	1996, 1997
Febrero	1998
Marzo	2001, 2013
Abril	2013
Julio	2012, 2013
Agosto	2012, 2013
Septiembre	2012, 2013
Octubre	1989, 1991, 1999, 2012
Noviembre	1989, 2012
Diciembre	1989, 1996

Tabla 4: Relación de valores extremos de caudales.

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de la AMAYA.

No obstante, antes de tomar los valores de caudal enumerados en la Tabla 4 como erróneos, conviene estudiar las posibilidades de que respondan a una realidad física (Llamas, 1993), es decir, hay que comprobar si se deben a una variación en el

comportamiento de las lluvias; se ha de tener en cuenta que son los extremos de caudales los que se ponen en relación a las precipitaciones y no al revés, ya que es el volumen de precipitaciones lo que influye en los niveles de caudales.

Marzo	1962, 2013
Mayo	1961
Junio	1970
Julio	1977, 1978, 1979, 1987, 1988, 1994, 1995, 1997, 1999, 2001, 2006.
Agosto	1968, 1969, 1981, 1987, 2006, 2010.
Septiembre	2012
Noviembre	1989

Tabla 5: Relación de valores extremos de precipitación.

Fuente: Elaboración propia de AEMET.

Para la confección del gráfico que expresa la evolución de las medias mensuales de caudales y precipitación se ha llevado a cabo una estandarización previa, que consiste en expresar todos los valores de una variable independientemente de la unidad de medida (Grupo Chadule, 1980). Cada valor de x_i de la variable X se convierte en z_i :

$$z_i = (x_i - \bar{x}) / \sigma$$

x_i : Valor de la variable o puntuación directa.

\bar{x} : Media aritmética de la distribución.

σ : Desviación típica de la distribución.

Con la estandarización obtenemos una medida de la dispersión para cada individuo, y el sentido de su uso estriba en poder comparar variables que poseen unidades de medida diferentes, pues los caudales se expresan en m^3/s mientras que la precipitación en mm o l/m^2 .

Tras analizar las relaciones entre las variaciones mensuales de caudal y precipitación (Anexo 1), se puede afirmar que son los extremos de julio y agosto de 2012, así como los de estos mismos meses y septiembre en 2013, los que no se corresponden con un pico en las precipitaciones en ese mes o en el mes anterior, ya que, como es lógico, la lluvia caída en los últimos días del mes previo influye de manera directa en el caudal que lleva el río en el mes siguiente.

En cambio, el resto de extremos de caudal son descartados como valores “sospechosos” o erróneos al estar en relación con el comportamiento de la precipitación (Figura 8 y Anexo II).

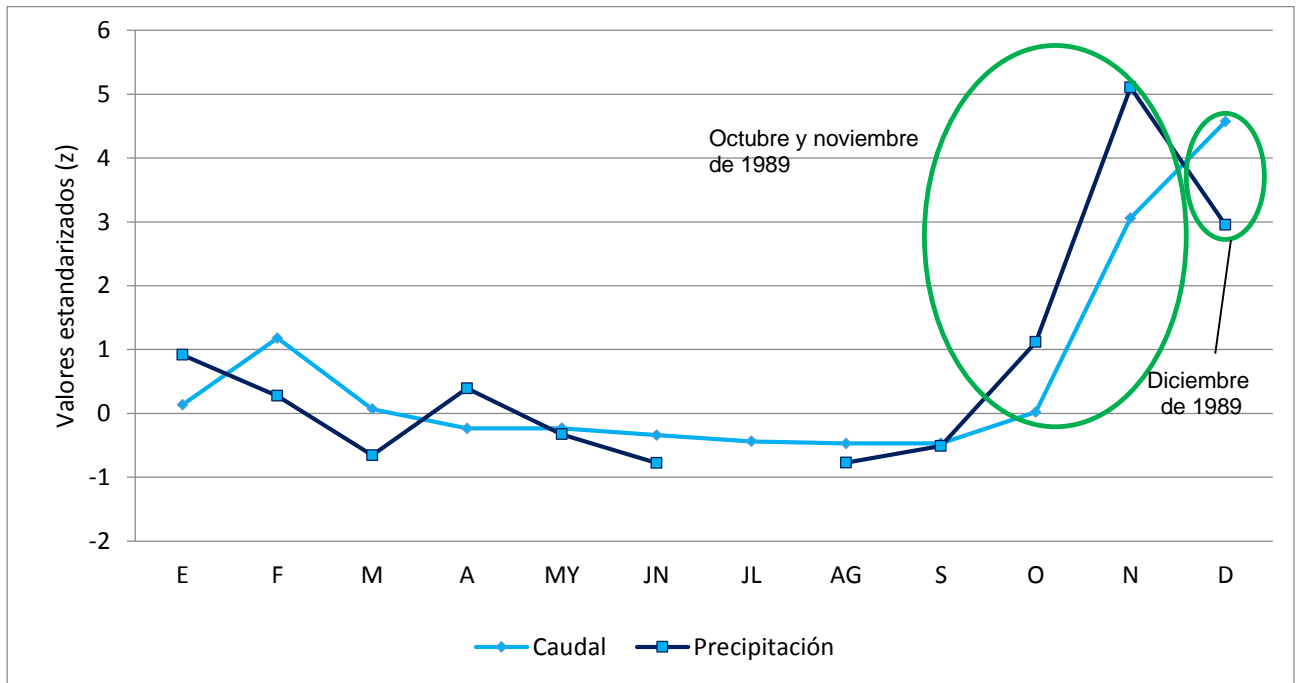


Figura 8: Comparación del caudal y de la precipitación en valores estandarizados en 1989 (extraída del Anexo II). Fuente: Elaboración propia a partir de datos de AMAYA y AEMET.

En el caso de los valores extremos de precipitación, hemos procedido a comparar tales extremos con los valores que presentan en esos meses las estaciones cercanas, ajustándose todos ellos al comportamiento de la precipitación en el entorno de la estación (Figura 9):

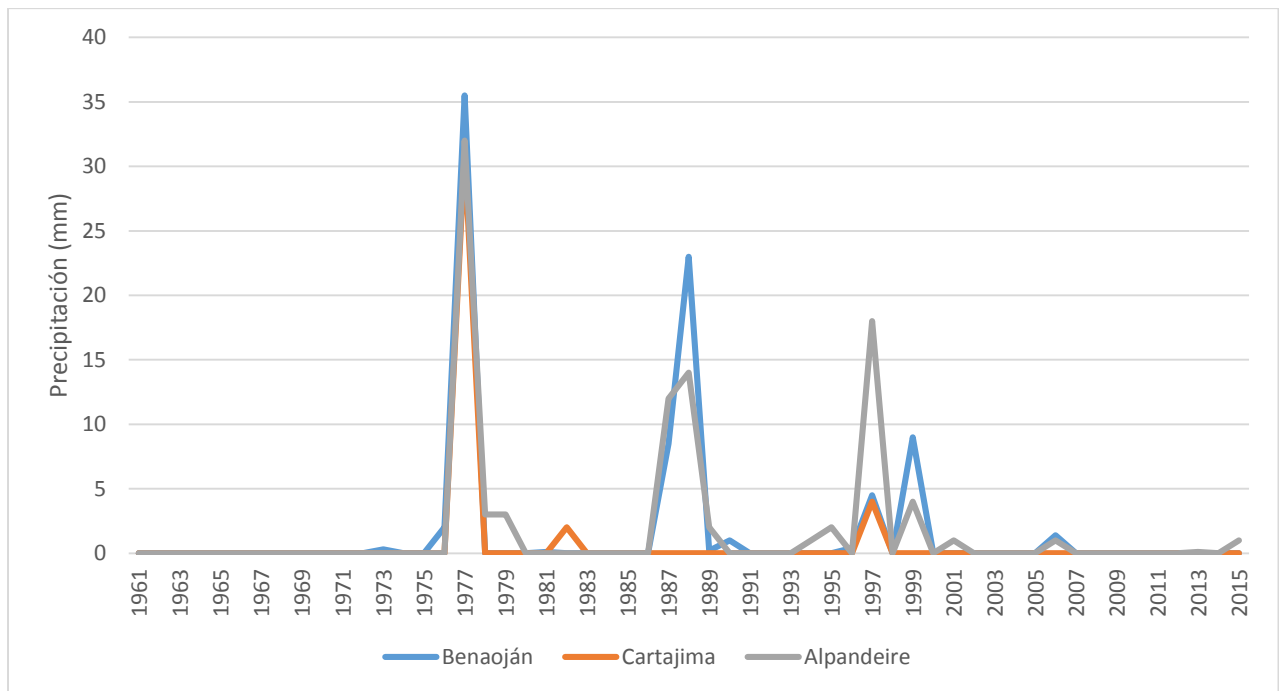


Figura 9: Evolución de la precipitación en las estaciones de Benaoján, Cartajima y Alpandei en julio.
Fuente: Elaboración propia a partir de datos de AEMET.

4.3.2. Relleno de lagunas.

Si bien en los datos foronómicos no podemos proceder al relleno de las lagunas existentes ya que el caudal no presenta un comportamiento homogéneo espacialmente, para las precipitaciones sí es posible completar la serie de datos por medio de un proceso de interpolación a partir de la información procedente de los observatorios próximos mediante regresión lineal a partir de la serie con un mejor coeficiente de correlación (Aguilar Alba, 2007; Galván González, 2011), la cual funciona como variable independiente, y la precipitación registrada en Alpandei como variable dependiente.

Para ello, en primer lugar hemos de determinar qué entendemos por observatorios próximos, para lo cual se ha tomado un radio de 12 km alrededor de la estación de Alpandei (Figura 10); dichos observatorios deben tener datos en el mes a completar para poder proceder al relleno de las lagunas, y la serie común debe ser de 10 ó más años. Posteriormente, se halla la matriz de correlaciones mensuales del período estudiado, estableciendo un umbral de 0,8 como válido para el relleno de nuestras lagunas (González Hidalgo et al., 2002; Camarillo Naranjo et al., 2010), y de entre todas las que superen 0,8, se toma aquella que presente un coeficiente más elevado como la estación de referencia.

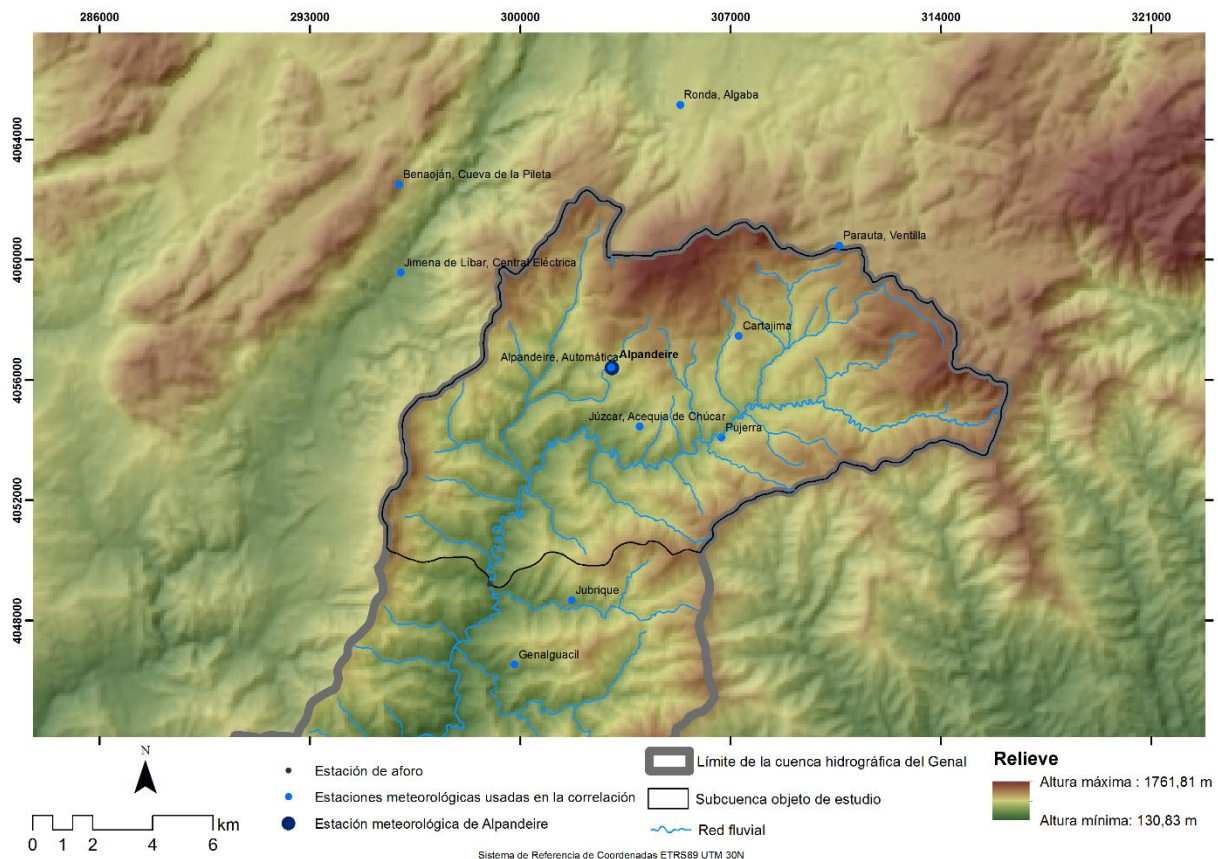


Figura 10: Localización de las estaciones meteorológicas usadas para el relleno de lagunas. Fuente: Elaboración propia a partir de datos de Instituto Andaluz de Estadística y Cartografía (IECA), REDIAM y DERA.

Así, las lagunas correspondientes a agosto de 1961, 1963 y 1965 no pudieron ser completadas por carecer igualmente de datos las estaciones seleccionadas, y también quedaron sin valores los meses de agosto de 1964, 1966, 1967, 1969, 1970, 1972, 1974 y 1975, al poseer para esos meses coeficientes de correlación muy bajos, inferiores incluso a 0,6.

4.3.3. Homogeneización de las series.

A la hora de trabajar con nuestras series de caudales y de precipitación ha de tenerse en cuenta que las condiciones en la que se tomaban los datos han podido variar a lo largo del tiempo, pues se trabaja con series temporales bastante amplias.

Así, ha podido suceder que haya habido un cambio en la localización del aparato de medida o en el procedimiento (ruptura de homogeneidad de tipo salto), o puede que el entorno del observatorio haya sufrido alteraciones (ruptura de homogeneidad de tendencias), de modo que la calidad de la serie de observaciones se ha podido ver afectada por tales alteraciones (García Barrón y Pita López, 2001). En ese caso

estaríamos ante una serie no homogénea: según Conrad y Pollack (1962), “una muestra es homogénea si sus variaciones responden exclusivamente a las variaciones de la atmósfera” (Guijarro Pastor, 2004).

En ese sentido, hubiese sido ideal la existencia de un registro minucioso de las condiciones en las que los observatorios recogen los datos, dentro de lo que se viene a denominar como metadatos, pero no siempre se mantienen de forma adecuada, y en el caso de series antiguas, su conservación es todavía más difícil (Rodríguez Velasco, 2012).

El análisis de homogeneidades fue realizado de nuevo con el software *AnClim* (Stepanek, 2003), pues además de estar ampliamente usado en la bibliografía consultada (Stepánek, 2003; Cano Trueba y Gutiérrez Llorente, 2004; Aguilar Alba, 2007; García Martínez, 2016), destaca por su facilidad de uso y constante actualización (González Hidalgo et al., 2002).

Igualmente, gracias a la aplicación de este análisis estadístico, podemos obtener algunas claves para la interpretación del comportamiento hidrológico interanual (García Martínez, 2016).

Con tal programa se han aplicado una batería de test de homogeneidad absoluta, esto es, interna sobre la propia serie estudiada, tales como el *Standard Normal Homogeneity Test* (SHNT), el *Worsley Likelihood Ratio Test*, el *Mann-Whitney-Pettitt Test*, *Penalized Maximal T-test* (PMT), el *T-test* o el Test de las Desviaciones Acumuladas, consistentes en la búsqueda de modificaciones en los estadísticos de las series tratadas; en su cálculo se ha de considerar que no son capaces de detectar cambios en la homogeneidad cuando se sitúan al inicio y al final de las series, ya que no cuentan con información anterior o posterior, según los casos, para el cálculo de los estadísticos.

Tras aplicar estos test, para los caudales tenemos como meses que a priori pueden ser no homogéneos enero de 1996, julio, agosto, septiembre y noviembre de 2012, así como marzo de 2013; por tanto, únicamente se registra un corte en la homogeneidad en los meses del verano de 2012, dado que existe una continuidad temporal en ellos, esto es, un patrón de cambio, y han sido detectados por hasta 3 test distintos.

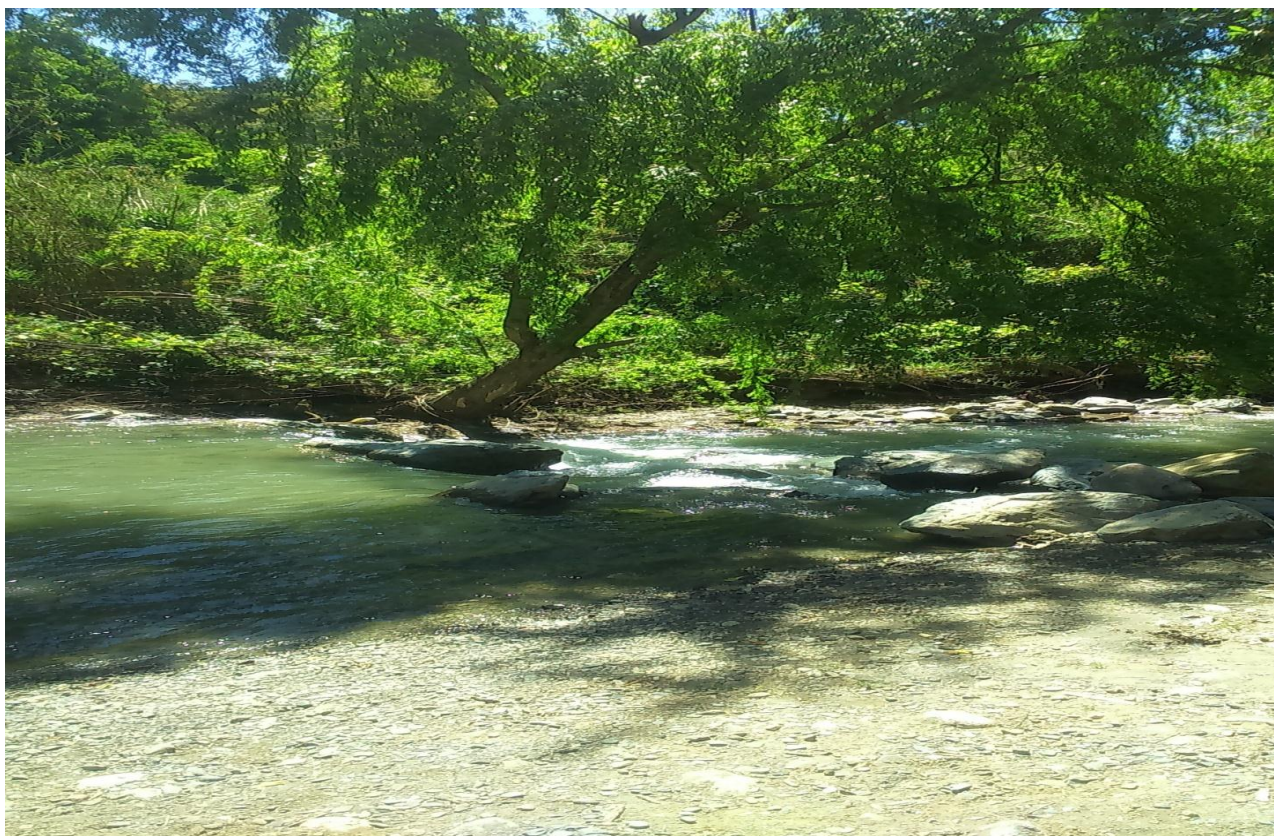


Figura 11: Caudal remansado aguas abajo de la estación de aforo.
Autor: Propia.

En el caso de los meses de verano de 2012 se decidió indagar acerca de las causas que motivaban valores tan elevados de caudal; para ello se acudió, no sin dificultades, a la persona encargada del mantenimiento de la estación de aforo, D. Antonio Millán, quien informó que desde el año 2011 en los meses de verano se instala un camping en las inmediaciones del río que provoca que el agua quede remansada y que, al llegar a la estación de aforo, se registren valores muy elevados⁴ que no se corresponden con la realidad (es decir, se registra una gran altura a la que, en realidad, se corresponde una velocidad muy inferior a la que señalaría un aforo efectuado en condiciones normales para tal punto de la escala al correr las aguas libremente).

⁴ Desde la Agencia Andaluza de Medioambiente y Agua, responsable de su gestión, se hizo un llamamiento a los ayuntamientos de Jubrique y Algatocín para que se pusiera remedio a este problema, los cuales comunicaron que harían lo posible para que la estación de aforo tuviera un correcto funcionamiento en los meses de verano. Sin embargo, han pasado varios años desde estas reuniones y la inacción municipal es evidente. Ejemplo de ello es el cartel informativo que se puede leer en la misma estación de aforos (ANEXO I).

Por tanto, tales valores fueron considerados con especial cautela en nuestro estudio ya que no responden a la realidad física del caudal.

Para las precipitaciones nos aparecen como sospechosos de no ser homogéneos mayo de 1962, agosto de 1971, julio de 1978 así como septiembre de 1996 y 2012; sin embargo, al ser detectados únicamente por dos test, y al no presentarse de forma continua en el tiempo, no van a ser considerados como valores que rompan la homogeneidad de la serie, pues de haber habido un cambio en la localización de la estación o en las condiciones del entorno, serían varios meses consecutivos los que señalarían los test.

4.4. Modelización hidrológica superficial.

Utilizando un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) como información de entrada es posible extraer de forma automatizada la red de drenaje de una cuenca, por medio de algoritmos que se basan en que la dirección del flujo de agua está controlada por las líneas de máxima pendiente, y en que la escorrentía se genera de modo uniforme a lo largo de la cuenca (esto es, no considera las variaciones en tipo de suelo o vegetación que influyen en la tasa de infiltración).

Estamos ante un enfoque que resulta adecuado por su simplicidad (ya que únicamente requiere los datos altimétricos del MDE), y por la buena calidad en la extracción de la red de drenaje (Martínez Menchón y Alonso Sarría, 2006); su mayor problema estriba en la dificultad de establecer de forma objetiva y precisa un umbral mínimo de área de acumulación (Martz y Garbrecht, 1992; Saura et al., 2000; Olaya, 2014).

Antes de comenzar a realizar la modelización hidrológica superficial, debe considerarse la resolución o tamaño de celdilla del MDE, pues de ello dependerá tanto el tiempo de computación necesario para cada operación como la identificación de las superficies de drenaje cuando la pendiente es reducida (Martínez Menchón y Alonso Sarría, 2006).

Si bien otros autores emplean otros tamaños de celdilla (Saura et al., 2000: 2 m; O'Callaghan y Marck, 1984: 63,5 m), se ha optado por seguir a Maestro Cano (2005) y a Zhang y Montgomery (1994), quienes escogieron un tamaño de celdilla de 10 m,

estableciendo además éstos últimos dicha resolución como suficiente para los MDE usados para aplicaciones geomorfológicas e hidrológicas.

Para la realización de análisis hidrológicos básicos, *ArcMap* cuenta con una serie de herramientas incluidas en el módulo *Spatial Analyst/Hidrology*, que permiten realizar un conjunto de operaciones que tienen como fin último delimitar las cuencas vertientes y la localización y caracterización de la red fluvial.

Los principales pasos a dar en la generación de cuencas de drenaje y red fluvial, a partir de un MDE, son los siguientes (O'Callaghan and Mark, 1984):

4.4.1. Relleno de *sinks* del MDE y cálculo de la matriz de dirección de drenaje.

Para hallar la dirección de flujos o movimiento de la escorrentía se ha de asignar a cada celdilla un valor que indique la dirección de la máxima pendiente dentro de sus ocho vecinos (dos situados verticalmente, dos horizontalmente y cuatro según las diagonales), lo que se reduce al cálculo de la diferencia de cotas entre la celdilla central y las circundantes (O'Callaghan and Mark, 1984). Es el método más empleado actualmente, conocido como determinista de ocho soluciones, debido principalmente a su sencillez operativa y su simplicidad, que al mismo tiempo se erige en su principal limitación, dado que el flujo sólo puede ser dirigido a una de las ocho celdillas vecinas y en zonas llanas pueden aparecer cauces paralelos (Tarbotton, 1997; Olaya, 2014).

Por otra parte, puede suceder que nos encontremos ante la existencia de formas cóncavas, es decir, que todas las celdillas adyacentes tengan una altitud superior a la celdilla central, de forma que no exista conectividad hidrológica en el MDE. Comúnmente se deben a errores en la interpolación de los datos o al proceso de estereocorrelación o restitución fotogramétrica, y, salvo las zonas afectadas por procesos kársticos y glaciario, no se corresponden con morfologías reales (Tarbotton et al., 1991; Olaya, 2014).

Debido a la existencia de estas depresiones artificiales o *sinks*, la línea de flujo termina al no encontrar pendientes positivas, y por tanto se pierde la conectividad hidrológica del MDE. Por consiguiente, se ha de proceder a la corrección de concavidades a través del "relleno" artificial de las mismas, aumentando su altura hasta el nivel de las zonas que las rodean (Jenson y Domingue, 1988).

Con todo, se ha de tener en cuenta que no se va a distinguir entre *sinks* artificiales o reales, y se va a incrementar su altura independientemente de su procedencia debido a las dificultades metodológicas que implica su modelización (no rellenarlo todo implica la no generación de una red fluvial continua).

En el MDE analizado hay 38 celdillas con profundidad igual a 1 m, 3 con profundidad de 8 m, y 8 con profundidad 15 m, lo que ilustra sobre la escasa modificación de la información original que fue necesaria para la obtención de un MDE en el que la conectividad hidrológica estuviera garantizada.

Otro problema que nos podemos encontrar para el cálculo de la dirección de flujos es que entre las ocho celdillas vecinas haya dos ó más direcciones con la misma pendiente; lo que se hace en estos casos para determinar hacia dónde se dirige la escorrentía es definir la dirección más probable con una tabla de búsqueda (Greenlee, 1987; ESRI, 2011).

4.4.2. Creación de la superficie de flujo acumulado.

Una vez solucionado el problema de la conectividad hidrológica y definida la dirección de flujo en cada una de las celdillas de la cuenca, se calcula el área de acumulación correspondiente a cada una de las celdillas del MDE.

Por área de acumulación se entiende la *superficie de la cuenca existente ladera arriba y que vierte al punto considerado* (Maestro Cano, 2005), lo cual se obtiene averiguando la cantidad de celdillas del modelo que viertan a la celda considerada, de manera que las celdillas que posean la más alta acumulación son áreas de flujo concentrado, y que será máximo en las desembocaduras (Tarboton et al., 1991).

No obstante, para obtener la red de drenaje de la cuenca a partir del cálculo de la acumulación de flujo, se ha de establecer un valor umbral (U) que defina el punto de inicio de un cauce; la densidad de la red aumentará a medida que disminuya este umbral, pues se incrementa el número de celdillas que reciben flujo de un número de celdillas igual o superior al valor del umbral (O'Callaghan y Mark, 1984) (Figura 12), y que presenta el inconveniente de generar redes con densidad de drenaje constante, algo que no sucede en la naturaleza (pues intervienen, de forma variable, factores como la permeabilidad del sustrato, la pendiente, la cubierta vegetal y las condiciones climáticas) (Martz y Garbrecht, 1992; Olaya, 2014).

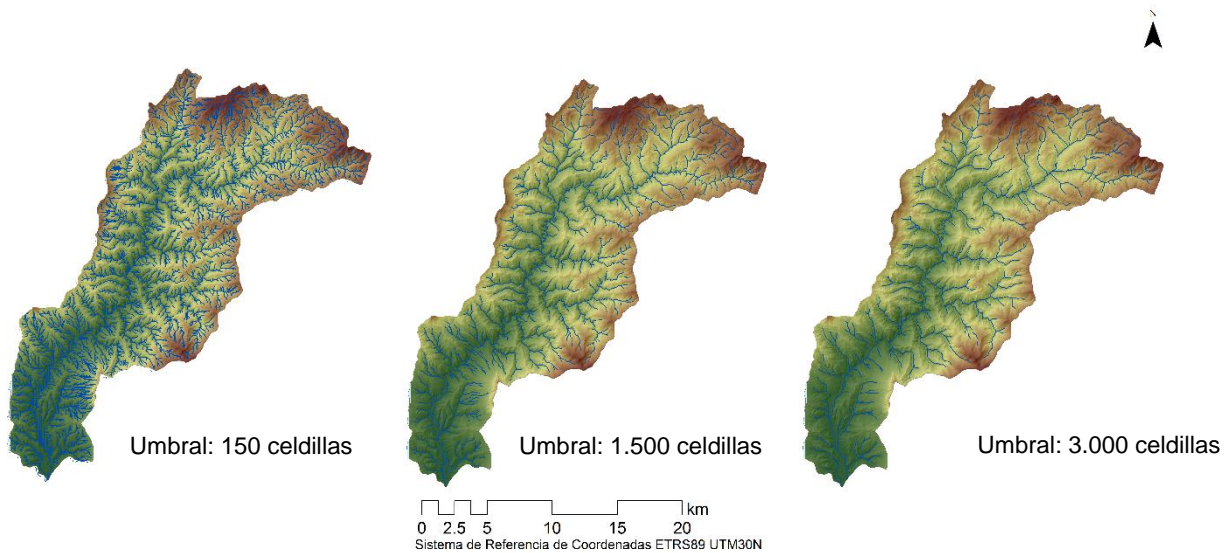


Figura 12: Red fluvial obtenida con diversos umbrales de acumulación.
Fuente: Elaboración propia a partir de datos de IECA.

Considerando que la red fluvial real está bien representada por la cartografía topográfica de la zona (Mapa Topográfico Nacional 1:25.000), se ha optado, tras probar diversos valores de acumulación, por aquél que da como resultado la red fluvial más semejante con la cartografía de referencia⁵, resultando ser el de 1.500 celdillas; posteriormente se reclasifica la capa de flujo acumulado para generar una capa de ríos extraída del MDE cuando una celdilla recibe un flujo de agua de un área de como mínimo 150.000 m².

Una vez son reconocidas las celdillas que van a formar parte de la red de drenaje, es posible realizar una conversión al modelo de datos vectorial, lo que posibilita el cálculo de su longitud.

4.4.3. Creación de cuencas vertientes específicas.

Además de la red de drenaje, a partir del MDE es posible realizar la delimitación de cuencas vertientes: a partir de una celdilla de salida, que en nuestro caso se corresponde con la estación de aforo, su cuenca estará formada por todos sus vecinos que evacuen hacia él (Martz y Garbrecht, 1992; Felicísimo, 1999).

⁵ Tras comparar la red fluvial obtenida con un umbral de acumulación de 1.500 celdillas y la representada en la cartografía topográfica, se comprueba que la creada a partir del MDE es más densa, pero a la vez, menos sinuosa.

Previamente, el punto que indica la estación de aforo debe desplazarse a la celdilla con mayor valor de flujo acumulado que pertenezca a su cuenca vertiente en un radio especificado (considerando como una distancia adecuada para ello 150m); conociendo el área de acumulación de este punto podemos hallar el área de la superficie que vierte sus aguas hasta la estación de aforo multiplicando ese número por el área de la celdilla (100 m²), obteniendo así un área vertiente de 156,49 km².

Finalmente, se obtiene la cuenca objeto de estudio en formato vectorial para luego poder realizar cálculos asociados a la forma (área, perímetro) de la cuenca.

4.5. Análisis morfométrico de la subcuenca objeto de estudio.

De los numerosos parámetros (valores absolutos, tales como área o longitud) e índices (producto de la combinación de varios parámetros) que se pueden utilizar en el análisis morfométrico de una cuenca, hemos seleccionado aquellos que aportan una información más completa y expresiva (y no redundante) respecto a la respuesta hidrológica del sistema fluvial, así como aquellos que permitían asociarla con otras características de la cuenca tales como su litología o su grado de cobertura vegetal.

Siguiendo a Romero Díaz y López Bermúdez (1987), las variables usadas quedan agrupadas en cinco grandes apartados: de relieve, topológicas de la red, de longitud de los cauces, geométricas de la cuenca y de intensidad fluvial.

4.5.1. Variables de relieve: Pendiente media del cauce principal y por órdenes.

Son estudiadas en primer lugar al ser entendidas como las de mayor relevancia, ya que las pendientes definen los rasgos de la infiltración, el potencial erosivo y la velocidad o torrencialidad (Martín-Vivaldi Caballero, 1991) y el tipo de escorrentía: una cuenca de pendientes escarpadas disminuye la posibilidad de infiltración y determina una escorrentía veloz así como sus hidrogramas, por tanto tienden a responder más rápidamente a la precipitación, incrementando los caudales punta, lo que provoca una mayor concentración de agua y una mayor energía erosiva (Romero Díaz y López Bermúdez, 1987; Senciales González, 1999; Ibisate González de Matauco, 2004; Quiroga et al., 2014).

En cuanto a la pendiente media del cauce principal, su formulación viene dada por la diferencia de alturas de cada tramo de cauce relacionada con su longitud (Romero Díaz y López Bermúdez, 1987).

Para su cálculo, hemos de considerar que debemos hallar la longitud real y no proyectada, con diferencias notables entre ambas en zonas de pendientes pronunciadas (que llegan a ser un 11,8% superior a la que se muestra en la cartografía en áreas de pendientes del 50%) (Jardí, 1985; Llamas, 1993; Senciales González, 1999).

Además, se ha considerado necesario la inclusión del perfil longitudinal del río al aportar información visual sobre las pendientes.

4.5.2. Variables de longitud de los cauces.

a) Relación de longitud (R_l).

Definida como la razón existente entre la longitud media de los segmentos de un orden “u” y la de los segmentos del orden inmediatamente inferior, su fórmula es la siguiente:

$$R_l = \frac{L_u}{L_{u-1}}$$

Suele evidenciar una relación directamente proporcional entre longitud y orden jerárquico, de modo que la longitud media de los cursos se incrementa 2 y 3 veces al aumentar el número de orden (Romero Díaz y López Bermúdez, 1987; Senciales González, 1999).

b) Índice de sinuosidad.

Hace referencia al desarrollo de meandros en el cauce principal de un río, y muestra la forma del canal debido a que muy raramente la longitud del canal y del valle se corresponden (Masachs, 1948; Romero Díaz y López Bermúdez, 1987; Senciales González, 1998).

Su fórmula pone en relación la longitud del cauce con la longitud máxima del valle que forma (Schumm, 1963), entendida ésta como la distancia aérea del valle entre el punto que representa la confluencia y aquél que se encuentra más alejado de la divisoria de

aguas, creándose cinco categorías de sinuosidad: tortuoso, irregular, regular, transicional y recto (Romero Díaz y López Bermúdez, 1987).

4.5.3. Variables topológicas: estudio de la jerarquización de los cauces y relación de bifurcación (R_b).

Uno de los aspectos más importantes a tener en cuenta en el análisis de la morfometría de una cuenca es la jerarquización de los cauces que componen la misma, pues nos dice cuál es el orden de la cuenca e igualmente nos aporta información, mediante la interpretación de la relación de bifurcación, del relieve de la cuenca.

Para ello, se ha seguido la metodología propuesta por Strahler⁶ (1957) por la sencillez del método (Romero Díaz y López Bermúdez, 1987), en la cual el orden de la cuenca es el del cauce principal, para cuya definición hemos de seguir una serie de criterios de jerarquización (Senciales González, 1998):

- a) Un “segmento de cauce” es de primer orden cuando se trata de un extremo de la red que no recibe ningún cauce tributario, es decir, aquél que inicia la red de drenaje.
- b) El cambio al orden dos se produce cuando confluyen dos segmentos de orden uno, de modo que cada unión de un segmento de orden “u” crea un segmento de orden “u+1”, pero mantiene su orden si se le incorpora un segmento de orden inferior.

Asimismo, podemos estudiar la relación o razón de bifurcación (Strahler, 1957, basado en Horton, 1945), la cual se define como la relación entre el número de segmentos de un orden determinado con el número de segmentos de un orden inmediatamente superior:

$$R_b = \frac{N_u}{N_{u+1}}$$

⁶ Puesto que el sistema propuesto por Strahler (1957) ha sido el más difundido, proponemos éste en detrimento de otras metodologías, como la de Shreve, para poder comparar los resultados con los de otros autores y llegar a conclusiones que puedan ser contrastadas (Senciales González, 1999).

4.5.4. Variables de forma de las cuencas

La forma de la cuenca, que está en función de su tamaño, perímetro, longitud y anchura (Romero Díaz y López Bermúdez, 1987), es una de las variables más importantes que se usan a la hora de definir una cuenca, dado que está directamente relacionada con el tiempo de concentración en crecidas: a igual área de drenaje y características litológicas y de vegetación, los hidrogramas de crecida serán distintos según la forma de la cuenca (Llamas, 1993; Senciales González, 1999).

a) Área y perímetro de la cuenca de drenaje.

La inclusión de estos parámetros se basa en el interés para el cálculo de otros índices asociados a la forma de las cuencas, siendo éstos dependientes tanto del área como del perímetro; asimismo, el valor del área de la cuenca sirve para otorgar representatividad a los datos proporcionados por la estación de aforo (Jardí, 1985; Romero Díaz y López Bermúdez, 1987).

Además, el tamaño de la cuenca se vincula con la cantidad de precipitación que puede recoger, siendo así de mayor importancia las crecidas en las cuencas más grandes, pero a la vez mayor el tiempo de respuesta entre la precipitación y el pico de crecida, así como la posibilidad de que la precipitación quede atenuada en el hidrograma de crecida cuando no precipita en toda la cuenca (Errea Abad et al., 1999; Senciales González, 1999; Ibisate González de Matauco, 2004).

Al igual que lo comentado anteriormente para la longitud del curso principal, hemos de tener en cuenta que las superficies reales no coinciden con las superficies proyectadas, pues estamos trabajando con áreas que contienen inclinaciones, de manera que para obtener la superficie y el perímetro exacto de la cuenca no podemos basarnos únicamente en su trazado digitalizado (longitud y anchura) sino que también deben incluirse las pendientes (Jardí, 1985; Llamas, 1993; Senciales González, 1999).

b) Razón de elongación (R_e).

Elaborada por Schumm en 1956, se define como la “razón entre el diámetro de un círculo con la misma área que la de la cuenca y la longitud máxima de la misma, medida ésta según el criterio del autor, que considera la longitud máxima como la distancia existente entre la desembocadura y el punto más alejado de su divisoria”

(Romero Díaz y López Bermúdez, 1987, basado en Schumm, 1956). Aporta información acerca del tiempo de concentración de los caudales en el cauce principal, y se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$R_e = \frac{1,129A^{0,5}}{L}$$

A=Superficie de la cuenca.

L= Longitud máxima de la cuenca, siendo ésta la longitud del cauce principal más largo (Jardí, 1985).

4.5.5. Variables de intensidad fluvial

Se trata de un grupo de índices que relacionan parámetros estudiados anteriormente, entre los cuales destacan:

a) La densidad de drenaje (D).

Es considerado uno de los índices más significativos en el análisis morfológico pues, como veremos, está asociada de forma directa a la litología, al grado de cobertura vegetal y a la cantidad e intensidad de la precipitación (Romero Díaz y López Bermúdez, 1987), por lo que puede ser interpretado como una consecuencia de los factores de control de la producción de agua y sedimentos de una cuenca (López Bermúdez et al., 1988).

Su cálculo consiste en dividir la longitud total de todas los cauces por la superficie de la cuenca estudiada, representando así una medida de longitud por unidad de superficie (Romero Díaz y López Bermúdez, 1987, basado en Strahler, 1957):

$$D = \frac{\sum L_k}{A_k}$$

$\sum L_k$: Suma de la longitud total (km) de los cauces de todos los órdenes.

A_k : Área total de la cuenca (km²).

4.6. Funcionamiento hidrológico.

Para su realización se ha contado con los registros de caudal de la estación de aforo de Puente Jubrique, con datos medios diarios para todo el periodo en el que se tienen mediciones y quinceminutales desde marzo de 2011, la cual resulta adecuada para nuestro estudio al no verse afectada por la regulación de ningún embalse y presentar

así un régimen natural (Castillo Rodríguez, 2002; Morán-Tejeda et al., 2010); y con los registros diarios de precipitación de la estación meteorológica de Alpanseire, así como de la estación automática adyacente a ésta para el análisis de las crecidas.

Asimismo, los datos se reorganizaron en "años hidrológicos", comenzando el año el 1 de octubre y finalizando el 30 de septiembre, como convencionalmente se ha aceptado para el análisis hidrológico de los ríos mediterráneos (Morán-Tejeda et al, 2010), quedando de tal forma el período de datos resultante 1981-1982/2014-2015.

Hemos de considerar, a la hora de analizar los caudales, que nuestra estación de aforo recoge datos de 156,49 km² de la cuenca, es decir, que queda aforada menos de la mitad de la cuenca (349 km²) y que, además, como hemos comentado anteriormente, los registros se inician en 1981 y abarcan hasta 2015, siendo la serie insuficiente.

Este hecho se ve agravado por las especiales condiciones climáticas del periodo medido, en el cual se sucedieron dos sequías de carácter severo que hicieron reducir la media de precipitaciones anuales de 1060,1 mm en el periodo 1961-2015 a 989,7 mm para 1981-2015 (Castillo Rodríguez, 2002).

De esta forma el módulo de la serie que se obtenga es claramente inferior a lo que el río aporta en realidad a causa de la extensión de la cuenca aforada y de la irregularidad climática de estos años.

Una vez realizadas estas consideraciones previas, para el estudio del funcionamiento hidrológico se han analizado sus siguientes características:

- El régimen fluvial, entendido como un modelo teórico del comportamiento fluvial en el que queda expresado tanto la fuente de alimentación del caudal (pluvial o nival) como la variabilidad estacional del mismo (García Martínez, 2016). Se ha analizado mediante la representación gráfica del coeficiente de caudal, que relaciona el caudal medio de un mes determinado y el módulo de la serie, es decir, el caudal medio que circula por una sección fluvial determinada y en un tiempo determinado (Reminieras, 1971, tomado de García Martínez, 2016; Llamas, 1993; Senciales González, 1999).

Es en este aspecto donde se ponen de manifiesto de modo más claro las condiciones generales de la esorrentía, tales como las precipitaciones y su

distribución a lo largo de las estaciones o la regulación kárstica de la cuenca (Masachs, 1948), dado que el caudal circulante es entendido como el compendio de los procesos que componen el ciclo hidrológico (Masachs, 1948; García Martínez, 2016):

$$D=P- [E+ (I-S)]$$

D: Agua de escorrentía.

P: Agua precipitada en la cuenca.

I: Agua de infiltración.

E: Agua que se evapora.

S: Agua que una vez infiltrada vuelve al cauce por manantiales.

- Respuesta hidrológica a escala anual por medio de la comparación gráfica, mediante valores estandarizados (z), entre el régimen fluvial y el de precipitaciones, y del coeficiente de escorrentía, que expresa la escorrentía en términos relativos a la precipitación, y entendiéndolo como un indicador de la capacidad de respuesta de la cuenca (Lana-Renault et al., 2007; Nadal-Romero et al., 2010; Serrano Muela et al., 2014). Su interés reside en identificar alteraciones entre ambos regímenes que nos indiquen la importancia de la regulación subterránea, de la cobertura vegetal o del grado de saturación del suelo.
- Irregularidad interanual, expresada por medio del coeficiente de variabilidad, que pone en relación el caudal medio anual⁷ máximo y mínimo del periodo estudiado (Masachs, 1948) y clasificación de los años hidrológicos por medio de la representación gráfica de los caudales medios anuales en valores estandarizados.

⁷ En caso de que el año cuya media se pretenda obtener no posea calculado caudal medio para alguno de los meses del periodo, como sucede con junio para 2012 y 2013, prescindimos de dichos años por no presentar una información completa y ajustada a la realidad.

- Comparación con la variabilidad anual de las precipitaciones, con el objetivo de reconocer disfunciones entre ambos ritmos anuales que indiquen una alteración en los cambios en los usos del suelo.
- Análisis de crecidas: definidas como incrementos bruscos y repentinos del caudal de un río (Llamas, 1993), son un proceso natural y sin una periodicidad conocida que ocasiona grandes consecuencias geomorfológicas y ambientales para el cauce y su llanura de inundación, así como para la población que ocupa ésta (Masachs, 1948; García Martínez, 2016). Dependen no sólo de las precipitaciones y su intensidad (de ahí que en nuestro ámbito de estudio suelen ocasionarse en invierno), sino que también intervienen factores como la litología o el grado de cobertura vegetal (Masachs, 1948).

Siguiendo a Arnáez et al. (1999), se pretenden determinar los procesos que intervienen en la generación de escorrentía en la estación seca (mayo-octubre) y estación húmeda (noviembre-abril), dado que los ríos mediterráneos muestran una estacionalidad importante.

Para la selección de los eventos de avenida se ha tomado como criterio que el caudal instantáneo del río (referido a los datos quinceminutales) superase los 100 m³/seg., y, dentro de todos estos episodios, se ha tomado el mayor hidrograma de crecida para los meses de verano y de invierno, para poder determinar así el papel que juegan los diversos factores que intervienen en su generación (Nadal-Romero et al., 2010; García Martínez, 2016).

5. RESULTADOS

5.1. Análisis morfométrico de la subcuenca objeto de estudio.

5.1.1. Variables de relieve: pendiente media del cauce principal y por órdenes.

Como se muestra en la Figura 13, el río Genal recorre 31,42 km desde su nacimiento hasta su entrada en la estación de aforo, describiendo en este camino un perfil longitudinal que exhibe bruscos cambios de gradiente topográfico, pues desde su nacimiento hasta la desembocadura del arroyo Blanco hay un salto de 421,18 m en

un recorrido de 10,58 km, mientras que desde este punto hasta la estación de aforo hay un desnivel de 289,52 m para un recorrido de 20,84 km.

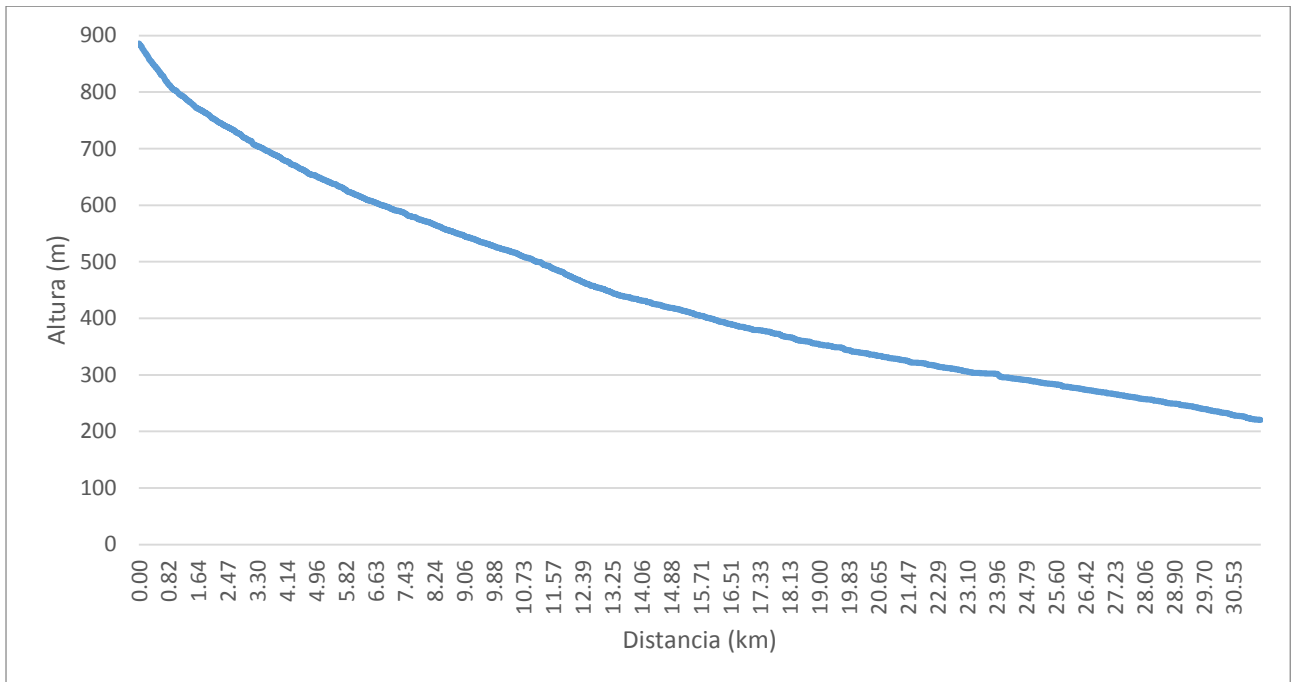


Figura 13: Perfil longitudinal del río Genal.
Fuente: Elaboración propia.

Así, el cauce del río Genal queda dominado por áreas escasamente inclinadas, siendo su pendiente media de 8,05%, es decir, suave, si bien, como todo promedio, esconde notables diferencias, pero que en ningún caso nos pueden llevar a afirmar que las pendientes son fuertes, dado que el valor medio máximo que alcanzan puede ser definido como moderado (12,98%).

Si analizamos la pendiente por órdenes fluviales (Senciales González, 1999), se observa que la pendiente media de los cauces decrece conforme se incrementa su orden (Tabla 6), siendo mayor en los cauces de primer orden (21,52%).

Orden de los cauces	Pendiente (%)
1	21,52
2	13,1
3	6,97
4	5,64
5	3,38

Tabla 6: Relación de gradiente.

Fuente: Elaboración propia.

Por tanto, es en los cauces de dicho orden, con origen en la mayor parte de los casos en el tramo alto de la cuenca, donde es mayor la capacidad erosiva y más rápida la respuesta hidrológica.

5.1.2. Variables de longitud.

a) Relación de longitud.

Nº de orden	Longitud media de	R _i	R _i final
1	392,83		1,15
		0,79	
2	496,35		
		0,98	
3	507,55		
		2,21	
4	230,01		
		0,6	
5	383,68		

Tabla 7: Relación de longitud.

Fuente: Elaboración propia.

Tal y como se observa en la Tabla 7, se obtiene una baja relación de longitud (1,15), por lo que se puede deducir que en la subcuenca objeto de estudio el caudal se concentrará de forma brusca en el colector principal (Senciales González, 1999; Quiroga et al., 2014).

En cuanto a la relación entre longitud y orden jerárquico, no se cumple en nuestra cuenca, pues los órdenes cuatro y cinco rompen la progresión establecida al tener una longitud inferior a la de los órdenes precedentes.

Las causas de esta disfunción hemos de hallarlas en relación con la pendiente, ya que las mayores longitudes medias tendrán su explicación en las fuertes diferencias altitudinales que han de salvar las redes fluviales (Ferré Bueno y Senciales González, 1993; Quiroga et al., 2014); ello motiva que la longitud media de los cauces sea mayor en aquellos que son de orden uno y dos por sus fuertes pendientes (ver Tabla 7).

b) Índice de sinuosidad.

De este modo, siendo 31,49 km la longitud del curso principal y 16,8 km la distancia aérea, el índice de sinuosidad es de 1,87, lo que, de acuerdo a la clasificación establecida por Schumm (1963), indica que estamos ante un canal irregular (1,7-2,1).

No obstante, se pueden establecer dos tramos bien diferenciados a lo largo del cauce principal que evidencian diferencias destacadas en cuanto a sinuosidad, y de forma subyacente, referidas también a la pendiente y por tanto al potencial erosivo:

- Por un lado, desde el nacimiento del río hasta la confluencia del arroyo Balastaz, es decir, justo antes de recibir los aportes del río Gorgote, donde el Genal deja la dirección E-O y vira en sentido NE-SO (debido a la existencia de una falla inversa con dirección N-S y al cabalgamiento entre los mantos alpujárride y maláguide) (Castillo Rodríguez, 2002); la sinuosidad es de 1,55, lo que nos habla de un cauce irregular (1,5-1,7), pero muy próximo al intervalo de cauce transicional (1,2-1,5).
- Por otro lado, la sinuosidad se incrementa notablemente desde el punto intermedio anterior hasta la desembocadura, siendo ahora de 2,08, esto es, irregular, pero muy cercano a ser canal tortuoso (>2,1), debido a las bajas pendientes de este tramo y a las fracturas en los materiales alpujárrides, sobre todo de las “cuarcitas de Benarrabá” (Ferré Bueno y Senciales González, 1993; Senciales González, 1998; Castillo Rodríguez, 2002).

5.1.3. Variables topológicas.

Como vemos en la Tabla 8 y en la Figura 14, la subcuenca objeto de estudio es de orden cinco, erigiéndose como un indicador de la extensión y de la ramificación de la red de drenaje (Méndez et al., 2015).

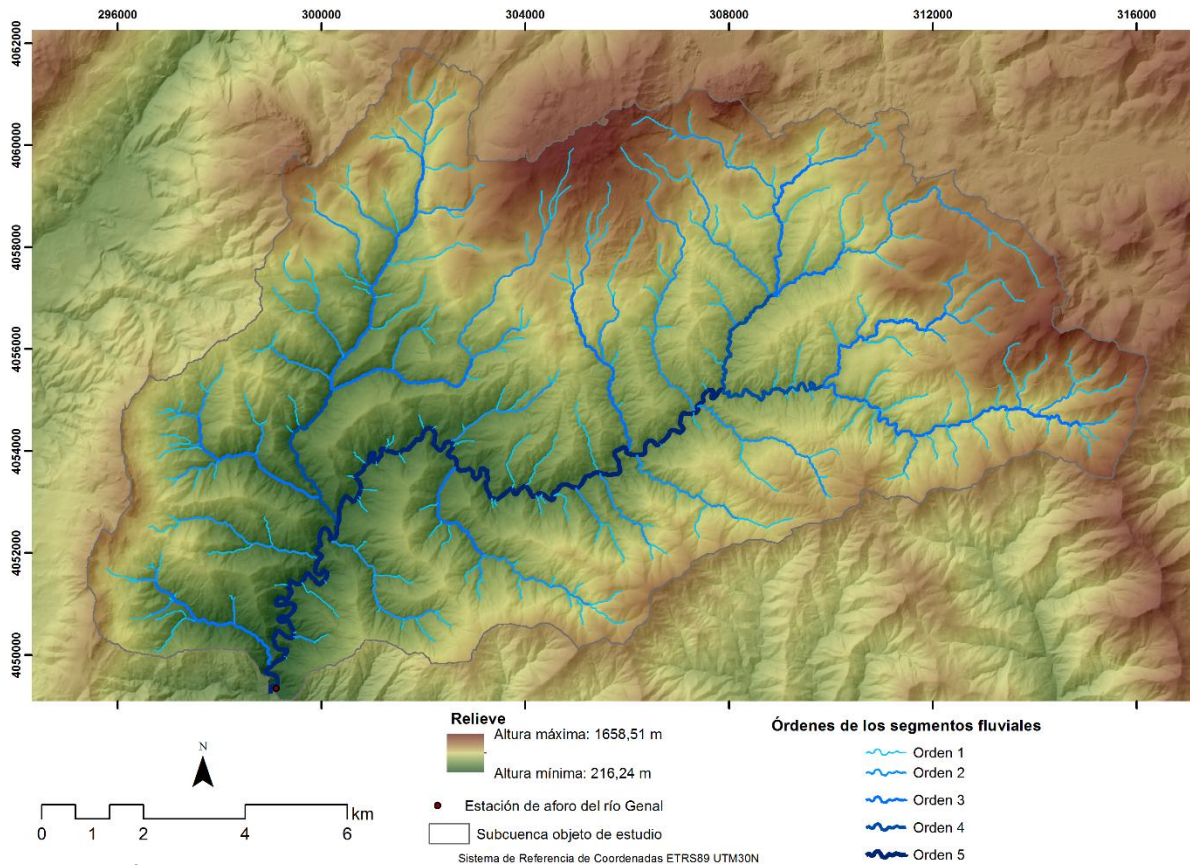


Figura 14: Órdenes (Strahler) de la subcuenca objeto de estudio.
Fuente: IECA.

En cuanto a los valores de las razones de bifurcación, son bajos (próximos todos ellos a dos), lo que nos indica, por un lado, según Romero Díaz y López Bermúdez (1987), que estamos ante una subcuenca de escaso relieve o donde las pendientes juegan un papel poco importante, y por otro, que la jerarquización de sus aguas es deficitaria, puesto que un cauce recibe las aguas de unos pocos colectores de orden inferior, comprobándose así cierto déficit de drenaje.

A lo largo de su recorrido las relaciones de bifurcación son homogéneas, esto es, no existe gran diferencia entre las razones de los órdenes u y $u+1$, de modo que no es posible identificar anomalías de drenaje por medio de cambios bruscos en las razones de bifurcación entre órdenes distintos (Senciales González, 1999).

Además, se cumple lo establecido por Giusti y Schneider (1965) en cuanto a la relación inversamente proporcional entre relación de bifurcación y orden de la cuenca, ya que la disminución progresiva de la relación de bifurcación viene acompañada de un incremento en el orden de la cuenca; las causas de ello estriban en que cuando el orden de la cuenca es elevado, donde las pendientes suelen ser reducidas, al segmento de cauce del río principal afluyen un número considerable de cauces pero

de orden muy inferior a éste, lo que hace que la relación de bifurcación de órdenes altos sea reducida al haber pocos segmentos de cauce de un orden inmediatamente inferior al principal (Romero Díaz y López Bermúdez, 1987; Senciales González, 1999).

Nº de orden	Nº de cauces	R _b	R _b final
1	330		1,65
		2,21	
2	149		
		1,88	
3	79		
		1,79	
4	44		
		0,73	
5	60		

Tabla 8: Razón de bifurcación.

Fuente: Elaboración propia.

En cuanto a la razón de bifurcación final, obtenida a partir del valor medio de las relaciones entre segmentos, su importancia radica en que nos aporta información muy valiosa acerca de los riesgos de inundación: es en las áreas con valores más bajos (2, 3), como es nuestro caso (1,65), donde pueden darse las más bruscas crecidas tras un retardo en la manifestación del pico de crecida en el cauce principal motivado por el déficit en el drenaje (Romero Díaz y López Bermúdez, 1987; Senciales González, 1999).

Igualmente, podemos asociar este valor de la razón de bifurcación final a la influencia tanto de la litología (pues en aquellas áreas donde la litología es permeable el flujo superficial concentrado juega un papel de menor relevancia que allí donde el roquedo sea impermeable, necesitando así un menor número de canales de drenaje para eliminar el exceso hídrico), como de la cobertura vegetal, ya que la jerarquización de las aguas es menor en las zonas forestales.

5.1.4. Variables de forma.

a) Área.

El área resultante es de 173,42 km², lo que la define como una cuenca pequeña (Chow et al., 1994, tomado de Quiroga et al., 2014); igualmente se ha de destacar que es de 16,93 km² la diferencia entre la superficie real y la proyectada (156,49 km²).

b) Razón de elongación.

Así, se obtiene un valor de 0,47, lo que nos da una idea de la forma alargada de la cuenca, pues, siguiendo a Sala y Gay (1981), “cuanto más se acerca la razón al valor 1, más se aproxima a la forma del círculo..., cuanto mayor sea el valor hallado en esta relación, menos elongada será la cuenca”, por lo que se puede deducir que de forma inversa cuanto menor sea el valor más elongada será la cuenca.

Los índices más bajos (cuencas poco circulares) suelen darse en áreas con formas meandriformes y baja pendiente, lo que muestra que se corrobora lo apuntado anteriormente en cuanto a sinuosidad y a desniveles topográficos.

Por otra parte, las cuencas elongadas incorporan las aguas de escorrentía rápidamente al cauce principal debido a la pequeña longitud de los colectores, estando el pequeño retardo en la concentración de los caudales motivado por la extensión del cauce en relación con el área sobre la que se extiende. En este tipo de cuencas las crecidas son menos bruscas a causa de la concentración paulatina de los caudales en el cauce principal (Sala y Gay, 1981).

5.1.5. Variables de intensidad fluvial.

a) Densidad de drenaje.

Obtenemos una densidad de drenaje de 1,6 km/km² al ser 276,83 km la longitud total de los cauces incluidos dentro de la subcuenca objeto de estudio y 173,42 km² el área, valor que se asimila al obtenido por Romero Díaz y López Bermúdez (1987) para el Alto Guadalquivir, que varía entre 1,17-2,55 (Ferré Bueno y Senciales González, 1993).

Al presentar la cuenca una litología muy contrastada, cobra sentido diferenciar entre distintos grupos litológicos para ver cómo varía la densidad de drenaje según sea el sustrato: así, oscila entre los 0,73 km/km² de las calizas, densidad baja propia de un

material permeable, y los 2,01 km/km² de los esquistos, valor más elevado que se corresponde con una litología impermeable.

Siguiendo a Strahler (1957), al poseer un valor inferior a 10, la densidad de drenaje es baja, propia de zonas donde la cobertura vegetal es muy densa y los materiales son muy permeables, por lo que la infiltración es alta (Senciales González, 1999).

Morisawa (1985), por su parte, establece una clasificación textural en la que se integran, además de la densidad de drenaje, la permeabilidad del suelo, el tipo de clima y la cubierta vegetal; en ella, al ser la densidad de drenaje obtenida menor a 8 km/km², vuelven a quedar de manifiesto que la vegetación es abundante y que el suelo es permeable, pero además nos informa de que estamos ante un clima húmedo (Senciales González, 1999).

De este modo, desempeñan un papel importante en los valores de la densidad de drenaje el sustrato permeable de la cabecera (materiales calcáreos), en el que la escorrentía superficial se transforma rápidamente en infiltración (Gómez Moreno, 1998), y la vegetación, que ayuda a que el número de cauces por km² sea menor pese a la presencia de terrenos metamórficos y ultrabásicos (Castillo Rodríguez, 2002).

El valor obtenido implica que, a igualdad de factores como la forma o la pendiente en relación a otras cuencas, la respuesta hidrológica de la cuenca será lenta al tardar la escorrentía en pasar de flujo laminar a flujo encauzado (Ibisate González de Matauco, 2004).

5.2. Funcionamiento hidrológico.

5.2.1. Régimen fluvial.

En primer lugar, hemos de considerar para la caracterización del funcionamiento hidrológico el módulo de la serie de aforos, que es de 2,26 m³/s, esto es, un caudal bajo debido a la escasa extensión de cuenca aforada, pero que está alrededor del módulo establecido por Martín-Vivaldi Caballero (1991) para la cercana cuenca del Guadarranque (2,5 m³/seg), con una superficie mucho más amplia (743,9 km²), lo que se debe a la cuantía de las precipitaciones del valle del Genal.

Si observamos los coeficientes de caudal y su curva correspondiente, podemos definir las variaciones estacionales del caudal (Figura 15).

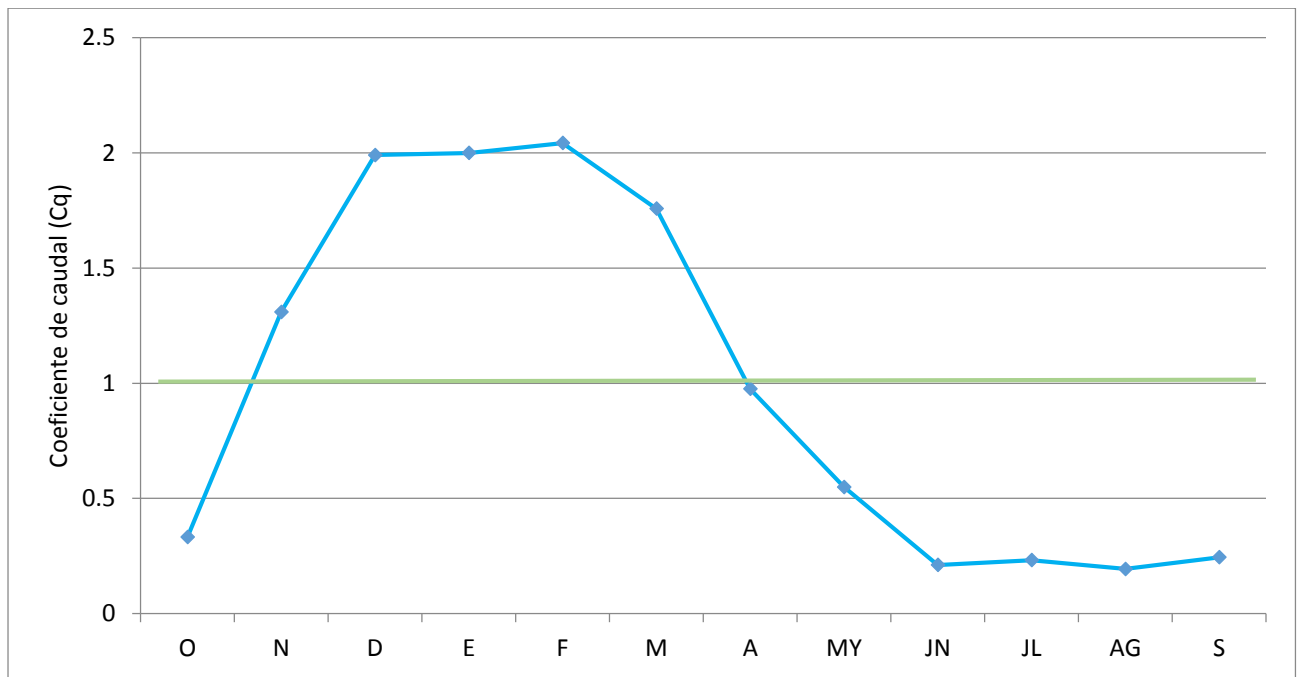


Figura 15: Variación estacional del coeficiente de caudal.
Fuente: Elaboración propia a partir de datos de AMAYA.

El río Genal presenta, por un lado, aguas altas (es decir, que su coeficiente de caudal es mayor a 1) desde finales de otoño hasta principios de la primavera: desde noviembre (1,31) hasta marzo (1,76), con un valor máximo de coeficiente de caudal registrado en febrero (2,04).

Por otro lado, de abril (0,98) a octubre (0,331) es el periodo de aguas bajas, con un mínimo alcanzado en agosto (0,19), pudiéndose identificar estiaje desde junio (0,21) hasta septiembre (0,24) a causa de la intensa evaporación y casi la ausencia de lluvias (Castillo Rodríguez, 2002), pero que en ningún caso se trata de un estiaje total sino que hay un mantenimiento de caudal sobre el lecho.

Así, en función a estas características, se puede afirmar que su alimentación es pluvial y que su tipo es subtropical mediterráneo, el cual corresponde a los ríos penibéticos (Masachs, 1948).

Al relacionar el máximo coeficiente de caudal con el mínimo obtenemos un coeficiente de caudal de irregularidad anual (Martín-Vivaldi Caballero, 1991) de 10,58, lo que nos dice que es marcada la variabilidad de los caudales a lo largo del año, lo cual se explica, según Masachs (1948), por la gran irregularidad de las precipitaciones y a la fuerte evaporación.

5.2.2. Respuesta hidrológica a escala anual.

Podemos sacar más partido aún al régimen fluvial al compararlo con la distribución de las precipitaciones a lo largo del año (Figura 16) y por medio del coeficiente de escorrentía (Tabla 9):

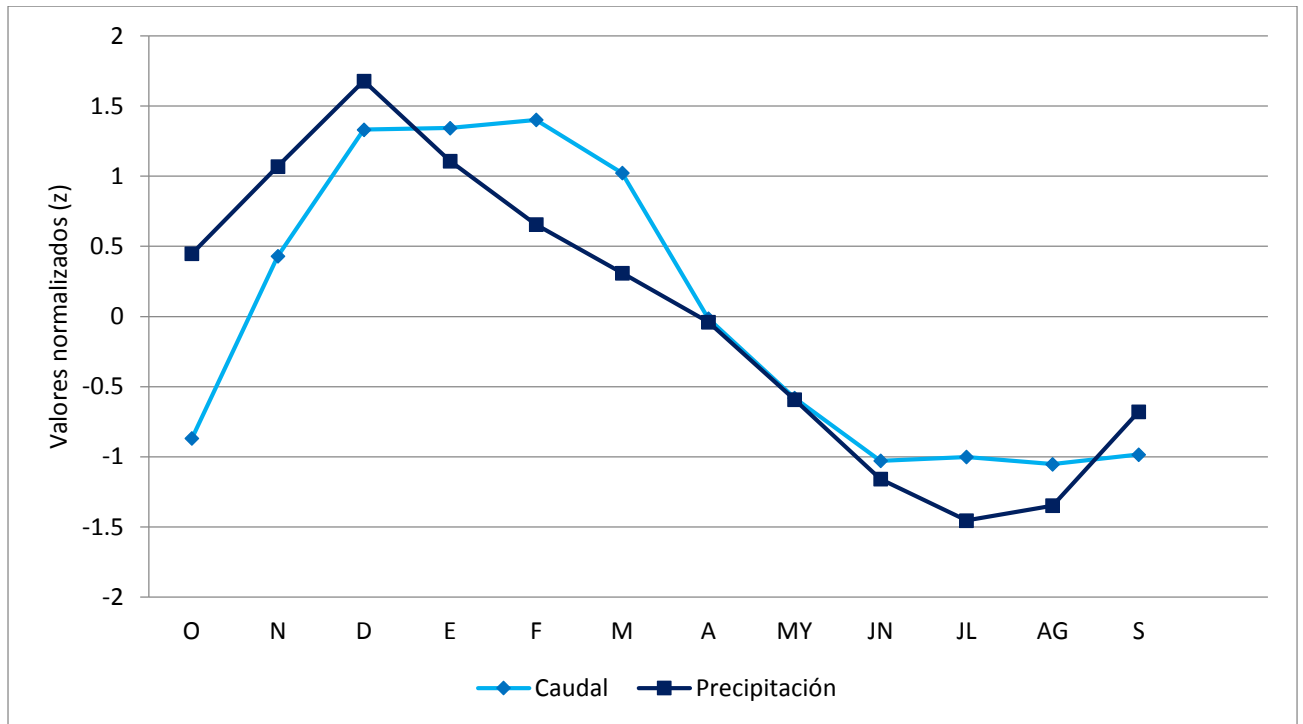


Figura 16: Variación estacional del caudal y la precipitación por medio de valores estandarizados.
Fuente: Elaboración propia a partir de datos de AEMET y AMAYA.

Al contemplar la Figura 16 lo primero que llama la atención es que el régimen fluvial está, a grandes rasgos, en relación directa con la evolución anual de las precipitaciones; además, en relación con la Figura 16 y la Tabla 9, se comprueba que no existe una relación directa entre los valores de caudal y precipitación (Latron et al., 2008), pudiéndose establecer distintas fases en su relación anual por medio de la evolución del coeficiente de escorrentía (de lo que subyace una marcada estacionalidad en la respuesta hidrológica de la cuenca condicionada por la relación cubierta vegetal-suelo) (Lana-Renault et al., 2010; Serrano-Muela, 2014):

Meses	Pp. (mm)	Escorrentía (mm)	Coefficiente de escorrentía (%)
O	115	12.42	10.80
N	152.1	49.03	32.24
D	188.4	74.50	39.55
E	154.4	74.84	48.47
F	127.4	76.47	60.02
M	106.8	65.80	61.61
A	86	36.52	42.47
MY	53.1	20.57	38.73
JN	19.3	7.90	40.96
JL	1.7	8.67	510.10
AG	8	7.25	90.56
S	47.9	9.15	19.11

Tabla 9: Evolución anual del coeficiente de escorrentía.

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de AEMET y AMAYA.

- Desde septiembre hasta diciembre se sitúa la línea de la precipitación por encima de la del caudal, siendo mayor la diferencia entre ambas en octubre, mes en el que el coeficiente de escorrentía presenta el valor más bajo, con 10,8%, para luego poco a poco irse acercando al estar los niveles freáticos próximos a la superficie del suelo (Masachs, 1948; Nadal-Romero et al., 2008), llegando así en diciembre a un coeficiente de escorrentía de 39,55%.
 Ello se debe a que las primeras lluvias al inicio del año hidrológico (octubre) no producen escorrentía o es muy limitada aun siendo las precipitaciones relativamente intensas, debido a que al suelo de la cuenca está seco tras la ausencia de lluvias estivales, de forma que las lluvias contribuyen a la recarga del contenido en agua en el suelo y del nivel freático, y, a medida que la cuenca se va humedeciendo, la respuesta hidrológica aumenta (Latron et al., 2005; Lana-Renault et al., 2007; Estrany et al., 2010). Así, es a partir de las lluvias de noviembre cuando el caudal empieza a incrementarse de forma notable.
- En los meses propios del invierno la respuesta hidrológica a la precipitación se incrementa de forma notable, superando el 60% el coeficiente de escorrentía en febrero y marzo (60,02% y 61,61% respectivamente), ya que los acuíferos están al máximo de su recarga tras el máximo pluviométrico de diciembre y, además, aquellas áreas donde la vegetación ocupa un papel preponderante

pueden contribuir al aumento del caudal por medio de procesos de escorrentía subsuperficial cuando la humedad del suelo es alta, y superficial, allí donde los suelos se saturen (Senciales González, 1999; Nadal-Romero et al., 2010; Estrany et al., 2010).

- En la primavera volvemos a registrar coeficientes de escorrentía similares a los de finales de otoño (42,47% en abril, 38,73% en mayo y 40,96% en junio), lo que denota que, a pesar del incremento de la evaporación, el contenido en agua de los suelos seguía siendo alto (Estrany et al., 2010).
- En cambio, en julio, julio y agosto es la curva del caudal la que queda por encima de la de precipitación, lo que pone de manifiesto que ante un descenso en las precipitaciones el caudal baja pero a un ritmo menor gracias a los aportes de la hidrología subterránea, a pesar de la baja capacidad de generar escorrentía durante las precipitaciones que tiene la cuenca en verano asociada a una mayor capacidad evaporativa (Martín-Vivaldi Caballero, 1991; Estrany et al., 2010), el mayor consumo hídrico, vinculado a un alto grado de cobertura vegetal, y la gran capacidad de infiltración y de interceptación de agua de los bosques (Latron et al., 2005; Nadal-Romero et al., 2010). Estas mismas causas son apuntadas por Martínez-Fernández et al. (2005) para la cuenca experimental de Rinconada en el Sistema Central.

En ese sentido son espectaculares los coeficientes de escorrentía de julio y de agosto, de 510,1% y de 90,56% respectivamente, evidenciándose así un aporte procedente del flujo subterráneo durante el estío. Además, se reconoce una variación en cuanto a los mínimos, pues el valor más bajo para los caudales se registra en agosto mientras que para la precipitación es en julio cuando se obtiene el valor más bajo, lo cual se debe al escurrimiento paulatino de los terrenos (Masachs, 1948).

5.2.3. Irregularidad interanual.

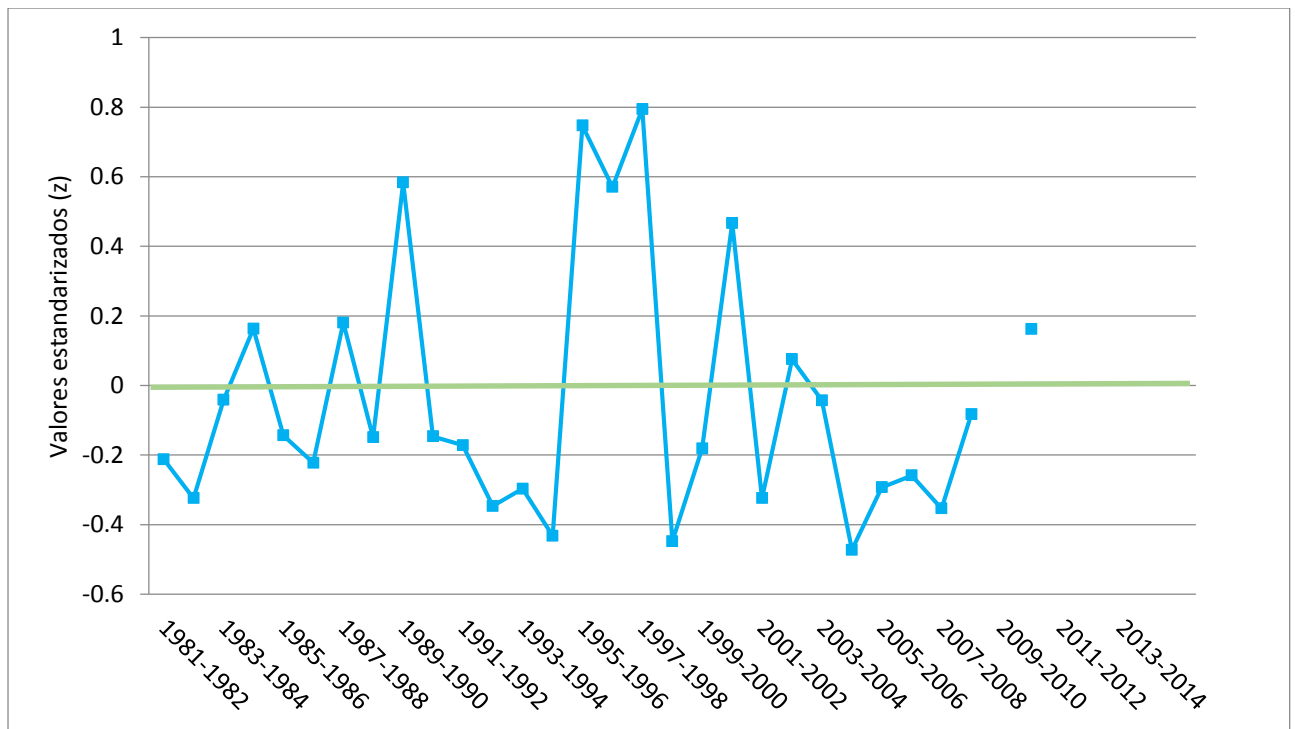


Figura 17: Variabilidad interanual del caudal.
Fuente: Elaboración propia a partir de datos de la AMAYA.

En cuanto a la variabilidad interanual (Figura 17), dominan claramente los años secos hidrológicamente hablando, que suman un total de veinte, respecto a los húmedos, que son únicamente nueve, lo que nos habla de picos muy acusados en este último tipo de años.

Con todo, podemos apreciar diversas tendencias o rachas en la serie:

- De 1981-1982 a 1983-1984, años todos ellos situados por debajo del módulo.
- De 1984-1985 a 1989-1990, los cuales presentan forma de dientes de sierra y donde destaca 1989-1990 como máximo relativo, que duplica el caudal medio anual con $4,61 \text{ m}^3/\text{s}$, a causa de las gotas frías que provocaron graves inundaciones en las costas mediterráneas en septiembre entre Algeciras y Málaga (Castillo Rodríguez, 2002).
- A partir de 1990-1991 se inicia un periodo que abarca hasta 1994-1995, caracterizado por presentar caudales medios anuales situados por debajo de la media y que descienden progresivamente hasta alcanzar el mínimo relativo

de 1994-1995 ($0,52 \text{ m}^3/\text{s}$), año en el que algunos tramos del río permanecieron largas temporadas sin caudal (Gómez Moreno, 1998).

- Entre 1995-1996 y 1997-1998 se sitúa la única racha húmeda del periodo estudiado, sobresaliendo como máximo absoluto de la serie 1997-1998, con un caudal medio anual $5,45 \text{ m}^3/\text{s}$ que multiplica en 2,41 veces al módulo; asimismo se ha de destacar el salto que se produce de forma repentina entre 1995-1996, y el año anterior, al incrementarse en $4,74 \text{ m}^3/\text{s}$ el módulo anual ($5,26 \text{ m}^3/\text{s}$ por $0,52 \text{ m}^3/\text{s}$ de 1994-1995) y el valor, también muy elevado, que se registra en 1996-1997 ($4,55 \text{ m}^3/\text{s}$).
- Posteriormente, entre 1998-1999 y 2002-2003, no es posible diferenciar una tendencia concreta, dado que alternan los años con caudales medios anuales por encima del módulo de la serie (2000, 2001, 2003) y otros por debajo (1998-1999, 2002-2003), pero en el que destaca por su caudal medio especialmente bajo 1998-1999, cuya indigencia en el estiaje hizo desaparecer las aguas superficiales en el curso alto (Castillo Rodríguez, 2002).
- Para completar la serie (a excepción de 2011, que se sitúa alrededor del módulo pero ligeramente por encima de éste), cinco años (desde 2003-2004 hasta 2008-2009) que nuevamente indican un periodo hidrológicamente seco, y en el cual está el año menos caudaloso de todos los analizados, 2005, con un módulo anual de $0,36 \text{ m}^3/\text{s}$.

Relacionando el registro anual más elevado de la serie con el más bajo se obtiene el coeficiente de irregularidad interanual (Sánchez Fabre et al., 2008), de forma que al dividir el módulo anual de 1996 con el de 2005 resulta un valor de 17,1, cifra elevada debido a la alternancia e irregularidad propia de las precipitaciones en el ámbito mediterráneo. De este modo es mayor el índice de irregularidad del periodo que el alcanzado dentro del año, lo que corrobora lo apuntado por Martín-Vivaldi Caballero (1991) para los ríos integrados dentro del tipo pluvial subtropical.

De acuerdo a la Tabla 10, tras un incremento de los caudales medios anuales en la década de los 90, se observa un descenso en los módulos anuales en la última década, con un menor número de años por encima de la media y un módulo

sensiblemente inferior al del periodo de estudio (1,55 m³/seg. frente a los 2,26 m³/seg.).

	1981-1982/	1991-1992/	2001-2002/
Media de la década (m ³ /s)	2.13	2.54	1.55
Años mayores a la media	3	4	2

Tabla 10: Evolución de la irregularidad.

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de AMAYA.

5.2.4. Comparación con la variabilidad anual de las precipitaciones.

A primera vista se observa una gran variabilidad en los valores de precipitación y escorrentía a nivel interanual (Figura 18), y asimismo, a grandes rasgos, el caudal registrado en la estación de aforo de Puente Jubrique sigue la tendencia establecida por la precipitación, esto es, un año lluvioso da lugar a un año caudaloso, pero, no obstante, la relación entre ambas variables no es constante, pudiéndose establecer las siguientes conclusiones de dicha relación:

- Cuando el comportamiento de la precipitación es extremo, ya sea registrando valores máximos o mínimos de desviaciones respecto a la media, es la curva del caudal la que se sitúa por encima de la precipitación, atendiendo en el caso de los mínimos de precipitación a la recarga subterránea procedente de los aportes de la hidrología kárstica (Senciales González, 1999), y para los máximos el motivo reside en que, al ser tan cuantiosas y de tal intensidad las precipitaciones, la capacidad de retención de agua del suelo queda rebasada, de modo que tienen lugar procesos de generación de escorrentía por superación de la capacidad de infiltración (Ward, 1975).

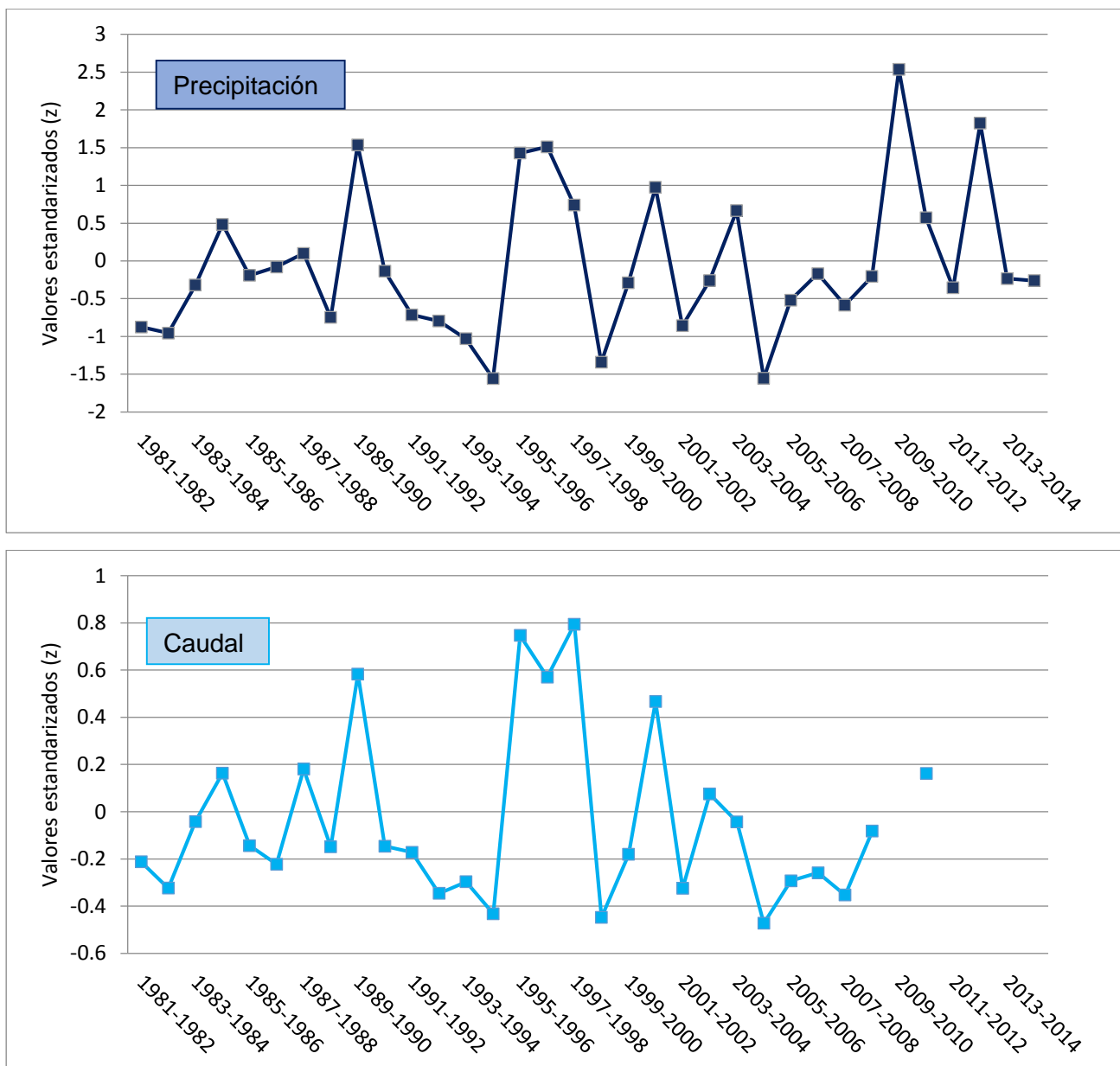


Figura 18: Variación interanual del caudal y la precipitación.
Fuente: Elaboración propia a partir de datos de AMAYA y AEMET.

- Cuando el comportamiento de la precipitación se ajusta a su estado promedio, es la precipitación quien presenta valores estandarizados más altos.
- Con todo, hay excepciones, como los años hidrológicos 1987-1988 ó 1990-1991, en los que el caudal queda por encima de la precipitación a pesar de no presentar un comportamiento desmesurado, debido a la mayor torrencialidad de las precipitaciones (como reflejan los 82 mm recogidos en Alpanseire el 17/2/1991) (Senciales González, 1999).

Queda igualmente demostrado que el descenso en los valores de caudales en la primera década del presente siglo se debe a la reducción en el volumen de las precipitaciones, esto es, por factores estrictamente climáticos y no a un proceso de revegetación que explique tal caída en la escorrentía que circula por la estación de aforo, ya que precipitación y escorrentía fluctúan de forma paralela.

5.2.5. Análisis de crecidas.

Para la selección de dos episodios de avenidas se eligió entre aquellos días que presentasen un caudal máximo instantáneo más alto en su respectiva estación (Tabla 11), de forma que se escogieron el día 28/9/12 para la estación seca⁸, y el 7/3/13 para la estación húmeda:

Fecha	Caudal máximo instantáneo	Caudal medio diario
28/9/12	160,57	32,73
25/10/12	78,88	37,22
9/11/12	69,36	58,37
6/3/13	84,5	68,57
7/3/13	113,59	83,7
8/3/13	88,54	66,21
19/3/13	70,44	30,19

Tabla 11: Mayores caudales máximos instantáneos desde marzo de 2011.

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de la AMAYA.

De la Tabla 11 se desprende que no hay una relación directa entre caudales máximos instantáneos y caudales medios diarios, dado que los valores puntuales elevados pueden obedecer a lluvias de carácter torrencial y por tanto de corta duración, que provocan unas crecidas de tan sólo unas horas, quedando así encubierta en los datos diarios (Sánchez Fabre et al., 2008).

⁸ A pesar de reconocerse en el apartado "Control de calidad de los datos" septiembre de 2012 como un mes no homogéneo, se ha decidido escoger el 28/9/12 para llevar a cabo el análisis de crecidas en la estación seca pues se ha entendido que al estar al final del mes la influencia de la "playa artificial" en los valores de caudal ya no es importante; igualmente, para el periodo en que se disponen de datos quinceminutales no hay ningún otro evento de crecida reseñable en la estación seca, y los valores elevados de caudal se explican, además de por las lluvias recogidas en el día objeto de estudio, por ser el día anterior a éste (27/7/12) el que se registraron mayores precipitaciones en 24 hs en todo el periodo de estudio (ANEXO II).

Además, estas crecidas no se producen en años extremadamente húmedos, sino que al contrario se dan en años menos lluviosos que el promedio (Figura 18).

a) Estación “seca”.

Este evento queda caracterizado por una intensa precipitación el día previo, recogiendo 105,8 mm en Alpendeire, concentrándose además 64,4 mm desde las 20:30 hs, factor que explica que en las primeras horas del día de estudio el caudal alcance ya valores muy elevados, teniendo en cuenta que el caudal medio de agosto es de 0,55 m³/seg, pues a las 2:45 hs el caudal que circula por la estación de aforo es de 6,56 m³/seg.

A pesar de ello, en el mes de septiembre el suelo sigue presentando unas condiciones secas o de déficit hídrico debido a la mayor capacidad de evaporación y el mayor consumo de agua por la vegetación, siendo además muy elevados los valores de interceptación en la zona forestal (Latron y Gallart, 2008; Nadal-Romero, 2010).

Ya en el día que nos ocupa, fueron 159,4 mm los que precipitaron en la estación meteorológica, pero que no se distribuyeron de forma homogénea a lo largo del día sino que a las 2:10 ya se habían registrado 151,6 mm, esto es, unas lluvias torrenciales con una intensidad de más de 70 mm/h; al pico en el hietograma (Figura 19) se llega a las 0:10 hs con 16,8 mm.

Este pico de precipitación no queda reflejado en el hidrograma de crecida de forma sincrónica: es a las 5:45 hs cuando se alcanza el caudal máximo instantáneo, de 169,74 m³/seg., lo que supone una multiplicación de más de 75 veces el módulo de la serie, y al compararlo con los caudales medios máximos de toda la serie (de 124,1 m³/seg. el 1/2/1998) hace pensar que el caudal máximo instantáneo no se corresponde con un máximo histórico.

Sin embargo, una vez que se produce la respuesta hidrológica, la curva del incremento de caudal tiene una fuerte pendiente, lo que nos da una idea de un aumento súbito, de modo que se puede afirmar que posee las características propias de un *flash flood* debido a las condiciones anteriores secas (el nivel freático está todavía bajo tras la sequía estival) y a la alta intensidad de las precipitaciones (Sala y Farguell, 2002; Latron y Gallart, 2008; Nadal-Romero et al., 2010), pues en apenas 2 horas (de las 2:15 hs a las 4:30 hs) pasa de circular por la estación de aforo 1,95 m³/seg a 114,46

m³/seg, para posteriormente caer de forma brusca en su curva de descenso, registrando previamente un máximo relativo vinculado a la fuerte precipitación que es producida entre las 0:20 hs y las 2:00 hs. (Lana-Renault et al., 2007, 2010).

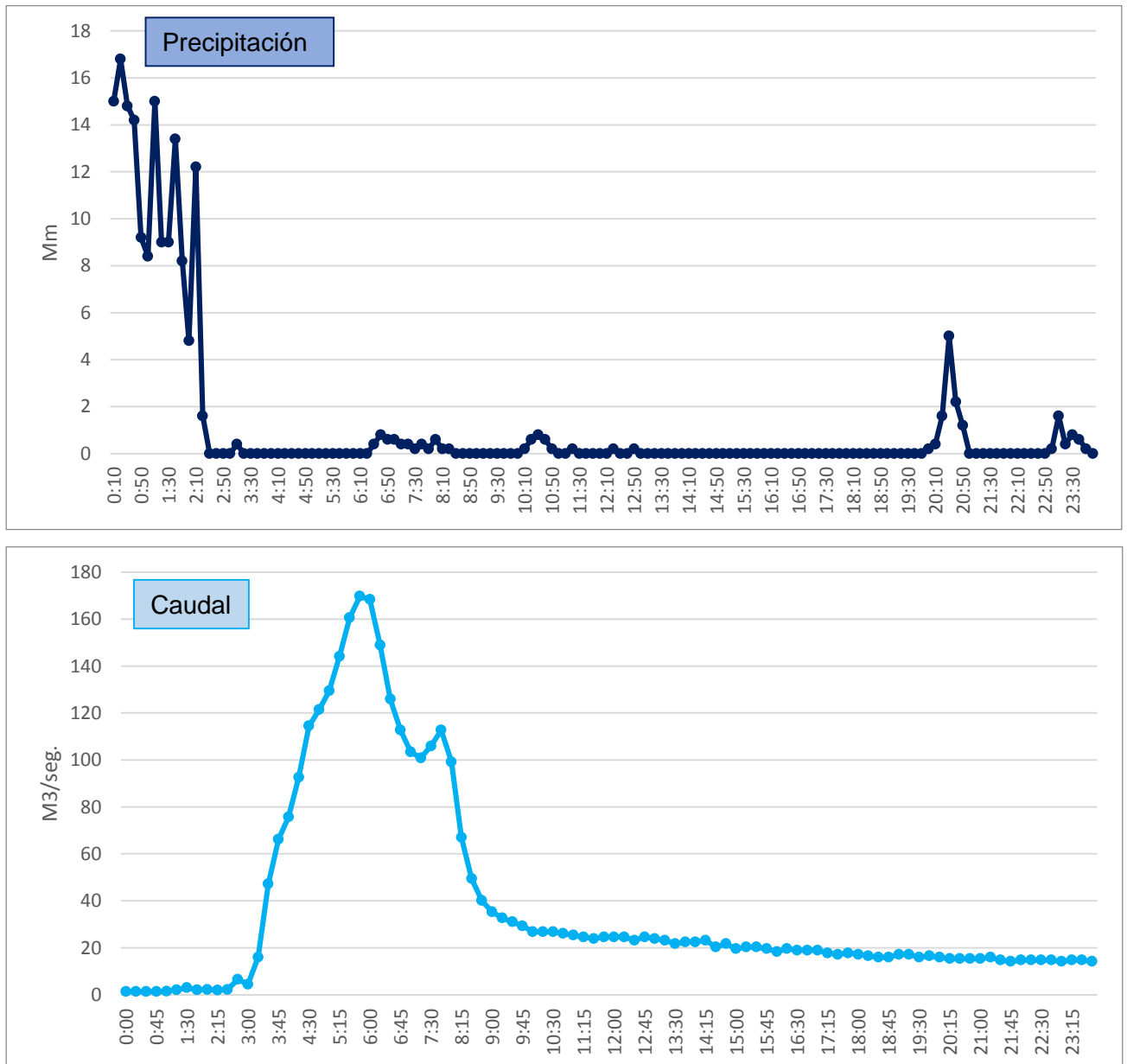


Figura 19: Hietograma e hidrograma de crecida registrado en Alpandei y Puente Jubrique respectivamente el 28/9/12.

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de AEMET y AMAYA.

Los mecanismos de generación de escorrentía en este tipo de eventos veraniegos se vinculan con una menor capacidad de infiltración comparada con la intensidad de la precipitación, generándose escorrentía sin que el suelo se haya saturado, que es lo que se conoce como escorrentía *hortoniana* (Ward, 1975; Senciales González, 1999; Latron y Gallart, 2008).

b) Estación "húmeda".

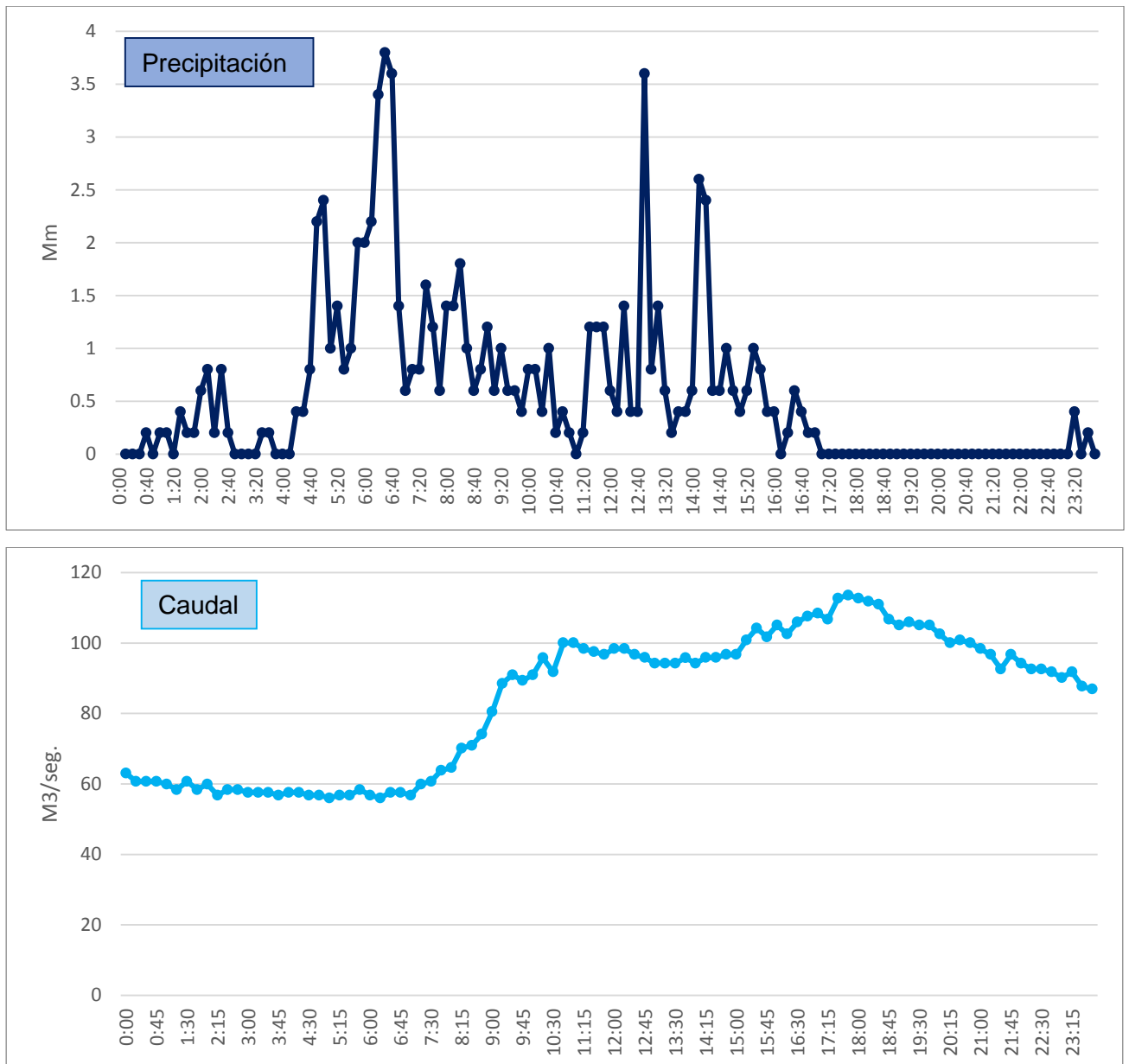


Figura 20: Hietograma e hidrograma registrado en Alpanseque y Puente Jubrique respectivamente el 7/3/13.
Fuente: Elaboración propia a partir de datos de AEMET y AMAYA.

En cuanto al episodio escogido para la estación húmeda, el día anterior (6/3/13) se caracteriza por presentar unos caudales muy elevados, con un flujo máximo instantáneo de 84,5 m³/seg. y un caudal medio diario de 68,57 m³/seg. (Tabla 11), ocasionado por las fuertes precipitaciones (173,5 mm) recogidas desde el día 4/3/13. Por ello, el caudal base al comienzo del día objeto de estudio (7/3/13) es muy alto, circulando por la estación de aforo 63,03 m³/seg.

La precipitación en el día seleccionado se puede definir como propia de un patrón invernal, siendo abundante, pues se recogieron 82,6 mm, y de baja intensidad (al ser la intensidad máxima cada 5 hs 1,46 mm), y dándose desde las 6:00 hs a las 7:00 hs la mayor concentración en las precipitaciones, con una intensidad de 17 mm/h.

Respecto a la forma del hidrograma de crecida (Figura 20), se comprueba un incremento paulatino en el volumen de agua, y una vez que se alcanza un máximo relativo a las 11:00hs, con 100,06 m³/seg. (correspondiente con el pico en el hietograma de las 6:30 hs), la curva del caudal no cae de forma brusca, sino que se mantiene estable en valores altos, para posteriormente crecer poco a poco hasta llegar a las 17:45 hs al máximo de 113,59 m³/seg. como caudal máximo instantáneo que supone la traslación del máximo de las 12:50 hs; una vez se llega a este máximo, el caudal decrece pero de forma suave y progresiva.

De este modo, el tiempo de respuesta es algo menor en la estación húmeda (que varía entre 4 horas y media y 4 horas y 55 minutos según el pico del hidrograma que tomemos) que en la estación seca (5 horas y 35 minutos), pero que en ambos casos coincide en lo apuntado por Sala (1989), que lo estima entre 3 y 6 horas, para las cuencas mediterráneas.

En este caso los mecanismos de generación de escorrentía son distintos a los comentados anteriormente a la estación seca, pues, como hemos comentado anteriormente, en marzo las reservas de agua del suelo están colmadas y cada pequeño aguacero ocasiona estos picos de crecida (Senciales González, 1999; Latron y Gallart, 2007). Además, es notable la contribución de la escorrentía subsuperficial en las áreas con vegetación, favorecida por la baja intensidad de las precipitaciones (Lana-Renault et al., 2008; Nadal-Romero et al., 2010; Estrany et al., 2010).

6. CONCLUSIONES.

El análisis morfométrico realizado ha aportado información acerca de diversas características de la cuenca.

Así, el perfil longitudinal del cauce principal y el índice de sinuosidad han puesto de manifiesto que estamos en un área donde las pendientes son bajas y el canal es de tipo meandriforme.

Todo esto queda reflejado también en el valor bajo de la razón de elongación, que indica un pequeño retardo en la concentración de la esorrentía a causa de la extensión del cauce en relación con el área sobre la que se extiende y crecidas no muy acusadas; sin embargo, si atendemos a los resultados de la razón de bifurcación y de la razón de longitud, el caudal se concentra de forma brusca en el cauce principal.

Estas diferencias en la forma teórica del hidrograma de crecida se ponen de manifiesto en el análisis de crecidas en la estación húmeda y en la estación seca, lo que indica igualmente el papel de otros factores además de los parámetros morfométricos, como son el grado de intensidad de las lluvias y su duración o las condiciones de humedad de los suelos (Ward, 1975; Sala y Farguell, 2002; Serrano-Muela et al., 2005; Lana-Renault et al., 2010).

En cuanto al tiempo de respuesta, es de 5 horas (aunque es menor en la estación seca que en la estación húmeda, debido a la diferente intensidad de las tormentas (Errea Abad et al., 1999), lo que refrenda lo apuntado por la razón de elongación.

Igualmente, parámetros morfométricos ya citados como la razón de bifurcación o la densidad de drenaje ponen de relieve la importancia de la permeabilidad de los suelos de gran parte de la cuenca, así como la densa cobertura vegetal.

Tales afirmaciones quedan comprobadas con el análisis de la respuesta hidrológica, que sugieren:

- Por un lado, una infiltración importante, puesto que los relieves calcáreos (calizas, margas, dolomías) son mayoritarios en la subcuenca objeto de estudio, y que provoca una disminución del estiaje.
- Por otro, la importancia de la cubierta vegetal mediante los procesos de transpiración, interceptación o evapotranspiración, así como mediante una mayor capacidad de infiltración, reduce la cantidad de esorrentía que llega a los cauces y trae consigo una cierta regularización de los caudales (Hibbert, 1965; Ward, 1978; Latron et al., 2005; García Prats et al., 2011).

Con todo, se ha de tener en cuenta que se ha realizado una aproximación general a la temática de estudio, de forma que las conclusiones aquí extraídas podrían haber sido de mayor consistencia si se hubiera llevado a cabo un estudio comparativo entre

diferentes cuencas con usos del suelo contrapuestos o si los datos de caudales y de precipitación tuviesen una cobertura temporal más amplia, pudiéndose así encontrar relaciones entre los volúmenes anuales de escorrentía y la variación de los usos del suelo ocasionada por el abandono de las actividades agrosilvopastoriles en el valle del Genal.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar Alba, M. (2007). *Cambios y tendencias recientes en las precipitaciones de Andalucía*. Junta de Andalucía, Consejería de Medio Ambiente.
- Beguiría, S., & López-Moreno, J. (2003). Assessing the effect of climate oscillations and land-use changes on streamflow in the Central Spanish Pyrenees. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 32(4), 283-286.
- Bosch, J. M., & Hewlett, J. D. (1982). A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 55(1-4), 3-23. [http://doi.org/10.1016/0022-1694\(82\)90117-2](http://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90117-2)
- Camarillo Naranjo, J. M., Álvarez Francoso, J. I., Aguilar Alba, M., & Pita López, M. F. (2010). Metodología de cálculo de valores de precipitación diaria en estaciones meteorológicas automáticas para la obtención de indicadores climáticos mensuales. En *La información geográfica al servicio de los ciudadanos: de lo global a lo local. XIV Congreso Nacional de Tecnologías de la Información Geográfica* (pp.679-690). Universidad de Sevilla.
- Cano Trueba, R., & Gutiérrez Llorente, J. M. (2004). Relleno de lagunas y homogeneización de series de precipitación en redes densas a escala diaria. En *El clima, entre el mar y la montaña : [aportaciones presentadas al IV Congreso de la Asociación Española de Climatología, Santander, 2-5 de noviembre de 2004]*. Universidad de Cantabria.
- Casado, A. L., Gil, V., & Campo, A. M. (2007). Consecuencias de la variación de la disponibilidad hídrica en la cuenca del arroyo El Belisario. Buenos Aires, Argentina. *Revista Huellas*, (11), 9-26.
- Castillo Rodríguez, J. A. (2002). *El Valle del Genal, paisajes : usos y formas de vida*

campesina. Málaga: Centro de Ediciones de la Diputación Provincial de Málaga, Servicio de Publicaciones.

Capel Molina, J. J. (1987). El clima de Andalucía. En G. Cano García (Ed.), *Geografía de Andalucía*. Madrid: Ediciones Tartessos.

Changnon, S. A., & Demissie, M. (1996). Detection of changes in streamflow and floods resulting from climate fluctuations and land use-drainage changes. *Climatic change*, 32(4), 411-421.

Chow, V.T.; Maidment, D.R.; Mays, L.W. (1994). Hidrología Aplicada. Ed. McGrawHill; en Quiroga, D., Gil, V., & Coronato, A. (2014). Morfometría de la cuenca del río Avilés, Tierra del Fuego, Argentina. Aportes al conocimiento de las condiciones de escurrimiento en territorios semiáridos. *Cuaternario y geomorfología: Revista de la Sociedad Española de Geomorfología y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario*, 28(1), 63-80.

Conrad, V. y Pollack L.W. (1962). *Methods in Climatology*. Harvard Univ. Press, Cambridge Massachusetts; en Guijarro Pastor, J. A. (2004). CLIMATOL: Software libre para la depuración y homogeneización de datos climatológicos. En *El clima, entre el mar y la montaña : [aportaciones presentadas al IV Congreso de la Asociación Española de Climatología, Santander, 2-5 de noviembre de 2004]* (pp. 493-502). Universidad de Cantabria.

Díaz del Olmo, F. (1987). El relieve de Andalucía. En G. Cano García (Ed.), *Geografía de Andalucía*. Madrid: Ediciones Tartessos.

Errea Abad, M. P., García Ruiz, J. M., Lorente, A., Martí Bono, C. E., Beguería Portugués, S., & Arnáez Vadillo, J. (1999). Factores en la generación de crecidas en una cuenca de campos abandonados, Pirineo central español. *Cuadernos de investigación geográfica*, 25, 7-24.

ESRI (2011). *ArcGIS Desktop: Release 10*. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute.

Felicísimo, A. M. (1999). *Modelos Digitales del Terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales*. <http://www6.uniovi.es/~feli/pdf/libromdt.pdf>.

- Ferré Bueno, E., & Senciales González, J. M. (1993). La morfometría fluvial en el estudio de los estados erosivos del territorio: Aplicación a la Cuenca del Río Almachar (Prov. de Málaga). *Baética: Estudios de arte, geografía e Historia*, (15), 119-164.
- Flores Domínguez, R. (2007). *Valle del Genal : guía del excursionista*. Ronda: Editorial La Serranía.
- Gallart, F., & Llorens, P. (2003). Catchment management under environmental change: impact of land cover change on water resources. *Water International*, 28(3), 334-340.
- Galván, L. (2011). *Modelización hidrológica del río Odiel. Aplicación al estudio de la contaminación por drenaje ácido de minas*. Tesis. Huelva: Universidad de Huelva.
- García Barrón, L., & Pita López, M. F. (2001). Propuesta metodológica para la determinación de inhomogeneidades relativas en las series de observaciones. En Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (Ed.), *El tiempo del clima* (pp. 87-94). Valencia: AIC.
- García Martínez, M. B. (2016). *Cambios hidromorfológicos en el Guadalquivir y sus afluentes Guadalbarcar, Rivera de Huéznar y Rivera de Huelva (sector, Palma del Río-Sevilla)*. Tesis. Sevilla: Universidad de Sevilla.
- García Prats, A., Torrent Bravo, J. A., López Sardá, L., & Campo García, A. del. (2011). Influencia de la vegetación en el ciclo hidrológico, factores escorrentía e infiltración. *Cuadernos de la Sociedad Española de Ciencias Forestales*, (32), 137-143.
- Giusti, E. V., & Schneider, W. J. (1965). *The distribution of branches in river networks* (No. 422-G). Washington, DC: US Government Printing Office.
- Gómez Moreno, M. L. (1998). *El Genal apresado : agua y planificación : desarrollo sostenible o crecimiento ilimitado?* Bilbao : Bakeaz.
- González Hidalgo, J.C.; Vicente, S.M.; De Luis, M.; Štěpánek, P.; Cuadrat, J.M.; Raventós, J.; Sánchez, J.R. (2002): Reconstrucción de registros pluviales y

- creación de una base de datos mensuales en la vertiente mediterránea española. En: Guijarro Pastor, J.A.; Grimalt Gelabert, M.; Laita Ruiz de Asúa, M.; Alonso Oroza, S. (Eds.) Publicaciones de la Asociación Española de Climatología. Serie A, nº 3. El agua y el clima, 219-228.
- Gravelius, H. (1914). *Flusskunde*. Goschen Verlagshan dlug Berlin; en Senciales
- González, J.M. (1999): *Redes fluviales: metodología de análisis*. Málaga: Universidad de Málaga, Servicio de Publicaciones e Intercambio Científico.
- Greenlee, D. D. (1987). Raster and vector processing for scanned linework. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 53, 1383-1387.
- Grupo CHADULE: Chamussy, H., Charre, J., Dumoulard, P., & Le Berre, M. (1980). Iniciación a los métodos estadísticos en Geografía. *Editorial Ariel: Barcelona*.
- Hibbert, A. R. (1965). *Forest treatment effects on water yield*. Coweeta Hydrologic Laboratory, Southeastern Forest Experiment Station.
- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological society of America bulletin*, 56(3), 275-370.
- Ibisate González de Matauco, A. (2004). Análisis morfométrico de la cuenca y de la red de drenaje del río Zadorra y sus afluentes aplicado a la peligrosidad de crecidas. *Boletín de la A.G.E*, 38, 311-329. <http://doi.org/1098193>
- IGME (Instituto Geológico y Minero Español) (1977): Mapas geológicos: hoja 1064 (Cortes de la Frontera) y 1065 (Marbella), a escala 1:50.000.
- Jardí, M. (1985). Forma de una cuenca de drenaje. Análisis de las variables morfométricas que nos la definen. *Revista de Geografía*, 19, 41-68.
- Jenson, S. K., & Domingue, J. O. (1988). Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 54(11), 1593-1600.
- Lana-Renault, N., Latron, J., & Regués, D. (2007). Streamflow response and water-table dynamics in a sub-Mediterranean research catchment (Central Pyrenees).

- Lana-Renault, N., Regüés, D., Nadal Romero, E., Serrano-Muela, M. P., & García-Ruiz, J. M. (2010). Streamflow response and sediment yield after farmland abandonment: results from a small experimental catchment in the Central Spanish Pyrenees. *Pirineos, Revista de Ecología de Montaña*, 165, 97-114. <http://doi.org/10.3989/Pirineos.2010.165005>
- Latrón, J., Regüés, D., Lana-Renault Monreal, N., Serrano Muela, M. P., Martí Bono, C. E., & Nadal Romero, M. E. (2005). Respuesta hidrológica de una cuenca forestal en la montaña media pirenaica: el caso de San Salvador. *Cuadernos de investigación geográfica*, 31, 59-76. Universidad de La Rioja.
- Latrón, J., Rubio, C., Gallart, F., Poyatos, R., & Llorens, P. (2005). El papel del bosque en los procesos hidrológicos: ejemplos en las cuencas de investigación de Vallcebre (Prepirineo catalán). *Cuadernos de investigación geográfica*, 31, 27-44.
- Latron, J., & Gallart, F. (2007). Seasonal dynamics of runoff-contributing areas in a small mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Journal of Hydrology*, 335(1-2), 194-206. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.11.012>
- Llamas, J. (1993). *Hidrología general : principios y aplicaciones*. [S.l.]: Universidad del País Vasco. Servicio Editorial = Euskal Herriko Unibertsitatea. Argitalpen Zerbitzua.
- López Bermúdez, F., Navarro Hervás, F., Romero Díaz, M. A., Conesa García, C., Castillo Sánchez, V., Martínez Fernández, J., & García Alarcón, C. (1988). *Geometría de cuencas fluviales: las redes de drenaje del Alto Guadalentín*. Proyecto LUCDEME IV. Monografía 50 del Proyecto LUCDEME. Murcia.
- Maestro Cano, I. C. (2005). Impacto del algoritmo D(infinito) en la extracción automática de redes de drenaje a partir de modelos digitales de elevaciones. *Cuaternario y geomorfología: Revista de la Sociedad Española de*

Geomorfología y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario.
Sociedad Española de Geomorfología, 19(1), 23-33.

Márquez Carrero, J., & Delgado Peña, J. J. (2008). Caracterización geográfica del valle del río Genal (Málaga): relieve, clima y agua. *Baética: Estudios de arte, geografía e historia*, (30), 41-62.

Martínez Fernández, J., Ceballos Barbancho, A., Morán Tejeda, C. , Casado Ledesma, S., & Hernández Santana, V. (2005). Procesos hidrológicos en una cuenca forestal del Sistema Central: cuenca experimental de Rinconada. *Cuadernos de investigación geográfica*, (31), 7-26.

Martínez Menchón, M., & Alonso Sarría, F. (2006). Validación de la extracción automática de cauces y cuencas con SIG. Obtención del umbral de área óptimo. En *XII Congreso Nacional de Tecnologías de la Información Geográfica: El acceso a la información espacial y las nuevas tecnologías geográficas*. (pp. 281-294). Granada: Universidad de Granada.

Martín-Vivaldi Caballero, M. E. (1991). Estudio hidrográfico de la «cuenca sur» de España. Granada: Universidad de Granada.

Martz, L. W., & Garbrecht, J. (1992). Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from Digital Elevation Models. *Computers and Geosciences*, 18(6), 747-761. [http://doi.org/10.1016/0098-3004\(92\)90007-E](http://doi.org/10.1016/0098-3004(92)90007-E)

Masachs Alavedra, V. (1948). *El régimen de los ríos peninsulares*. Instituto Lucas Mallada, CSIC.

Méndez, W., Pacheco, H., Cartaya, S., Marcano, A., & León, C. (2015). Caracterización hidroclimatológica y morfométrica de la cuenca del río San Julián (estado Vargas, Venezuela): aportes para la evaluación de la amenaza hidrogeomorfológica. *Cuadernos de Geografía. Revista Colombiana de Geografía*, 24(2), 133-156. <http://doi.org/dx.doi.org/10,15446/rcdg.v24n2.50213>

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(1-2), 39-49.
<http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.03.003>

- Morisawa, M. (1985). *Rivers: form and process*. Longman. Geomorphology texts, K.M. Clayton. University of East Anglia. London and New York; en Senciales González, J. M. (1995). *La cuenca del río Vélez, estudio hidrográfico*. Universidad de Málaga. Servicio de Publicaciones. Editorial Microfichas.
- Nadal-Romero, M. E., Regüés, D., Latron, J., Lana-Renault Monreal, N. L., Serrano Muela, M. P., & Martí Bono, C. E. (2009). Funcionamiento hidrológico de una pequeña cuenca de montaña con morfologías acarcavadas en el Pirineo Central. *Cuadernos de investigación geográfica*, (35), 119-139.
- O'Callaghan, J. F., & Mark, D. M. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer vision, graphics, and image processing*, 28(3), 323-344.
- Olaya, V. (2011). *Sistemas de Información Geográfica*. <http://www.bubok.es/libros/191920/Sistemas-de-Informacion-Geografica>
- Pitman, W. V. (1978). Trends in streamflow due to upstream land-use changes. *Journal of Hydrology*, 39(3), 227-237.
- Quiroga, D., Gil, V., & Coronato, A. (2014). Morfometría de la cuenca del río Avilés, Tierra del Fuego, Argentina. Aportes al conocimiento de las condiciones de escurrimiento en territorios semiáridos. *Cuaternario y geomorfología: Revista de la Sociedad Española de Geomorfología y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario*, 28(1), 63-80.
- Rivas Martínez, S., & Peinado Lorca, M. (1987). *La vegetación de España*. Alcalá de Henares: Universidad de Alcalá de Henares, Servicio de Publicaciones.
- Rodríguez Martínez, F. (1977). *La serranía de Ronda : estudio geográfico*. Málaga: Confederación Española de Cajas de Ahorro.
- Rodríguez Velasco, J. J. (2012, marzo 27). Variabilidad temporal de la precipitación y la temperatura en las comarcas de la Región de Cantabria. Tesis. Santander: Universidad de Cantabria.

- Romero Díaz, M. A., & López Bermúdez, F. (1987). Morfometría de redes fluviales; Revisión crítica de los parámetros utilizados y aplicación al Alto Guadalquivir. *Papeles de Geografía*, 12, 47-62.
- Sala, M., & Gay, R. (1981). Algunos datos morfométricos de la cuenca del Isábena. *Notes de Geografía Física*, (4), 41-65; en Senciales González, J. M. (1999). *Redes fluviales: metodología de análisis*. Málaga: Universidad de Málaga, Servicio de Publicaciones e Intercambio Científico.
- Sala, M. (1989): Las aguas continentales. En Bielza de Ory (Coord.): *Territorio y Sociedad en España I*, Ed. Taurus, pp. 257-296.
- Sala, M, Inbar, M., & Batalla Villanueva, R. J. (1990). Variaciones de la escorrentía fluvial en algunas cuencas de Cataluña y su relación con el incremento de la urbanización. En *Actas I Reunión Nacional de Geomorfología: 17-20 Septiembre 1990*, Teruel (pp. 499-508). Instituto de Estudios Turolenses.
- Sala, M., & Inbar, M. (1992). Some hydrologic effects of urbanization in Catalan rivers. *CATENA*, 19(3-4), 363-378. [http://doi.org/10.1016/0341-8162\(92\)90009-Z](http://doi.org/10.1016/0341-8162(92)90009-Z)
- Sala, M., & Farguell, J. (2002). Exportación de agua y sedimento en dos pequeñas cuencas bajo diferentes usos del suelo. *Cuaternario y geomorfología: Revista de la Sociedad Española de Geomorfología y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario*, 16(1), 97-109.
- Saura, S., Gómez-Plaza, A., & Castillo, V. M. (2000). Extracción automatizada de la red de drenaje a partir de modelos digitales de elevaciones. *Cuaternario y geomorfología. Revista de la Sociedad Española de Geomorfología y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario*. Sociedad Española de Geomorfología, 14(3-4), 25-37.
- Schumm, S. A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological society of America bulletin*, 67(5), 597-646.
- Schumm, S. A. (1963). Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. *Geological Society of America Bulletin*, 74(9), 1089-1100.
- Senciales González, J. M. (1995). La cuenca del río Vélez, estudio hidrográfico.

Universidad de Málaga. Servicio de Publicaciones. Editorial Microfichas.

Senciales González, J. M. (1998). El análisis morfológico de las cuencas fluviales aplicado al estudio hidrográfico. *Norba. Revista de geografía*, 10, 155-184.

Senciales González, J. M. (1999). *Redes fluviales : metodología de análisis*. Málaga: Universidad de Málaga, Servicio de Publicaciones e Intercambio Científico.

Serrano Muela, M. P., Nadal Romero, M. E., & Lana-Renault Monreal, N. (2014). La relación suelo-vegetación y su influencia en el comportamiento hidrológico de distintos ambientes vegetales. En Arnáez Vadillo et al. (Ed.), *Geoecología, cambio ambiental y paisaje: homenaje al profesor José María García Ruiz*, (pp 217-228).

Stepánek, P. (2003). Homogeneización de las series de temperatura del aire en la República Checa durante el período instrumental. *Geographica* (43), 5-24.

Štěpánek, P. (2005). AnClim - software for time series analysis (for Windows). Dept. of Geography. Fac. of Natural Sciences. MU, Brno. 1.47 MB.

Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913-920.

Tarboton, D. G., Bras, R. L., & Rodriguez-Iturbe, I. (1991). On the extraction of channel networks from digital elevation data. *Hydrological processes*, 5(1), 81-100.

Tarboton, D. G. (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water resources research*, 33(2), 309-319.

Ward, R. C. (1975). *Principles of hydrology*. London: McGraw-Hill.

Ward, R. (1978). *Floods : a geographical perspective*. London: MacMillan.

Zhang, W., & Montgomery, D. R. (1994). Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations. *Water resources research*, 30(4), 1019-1028.

ANEXO I: FOTOGRAFÍAS TOMADAS DURANTE EL TRABAJO DE CAMPO.



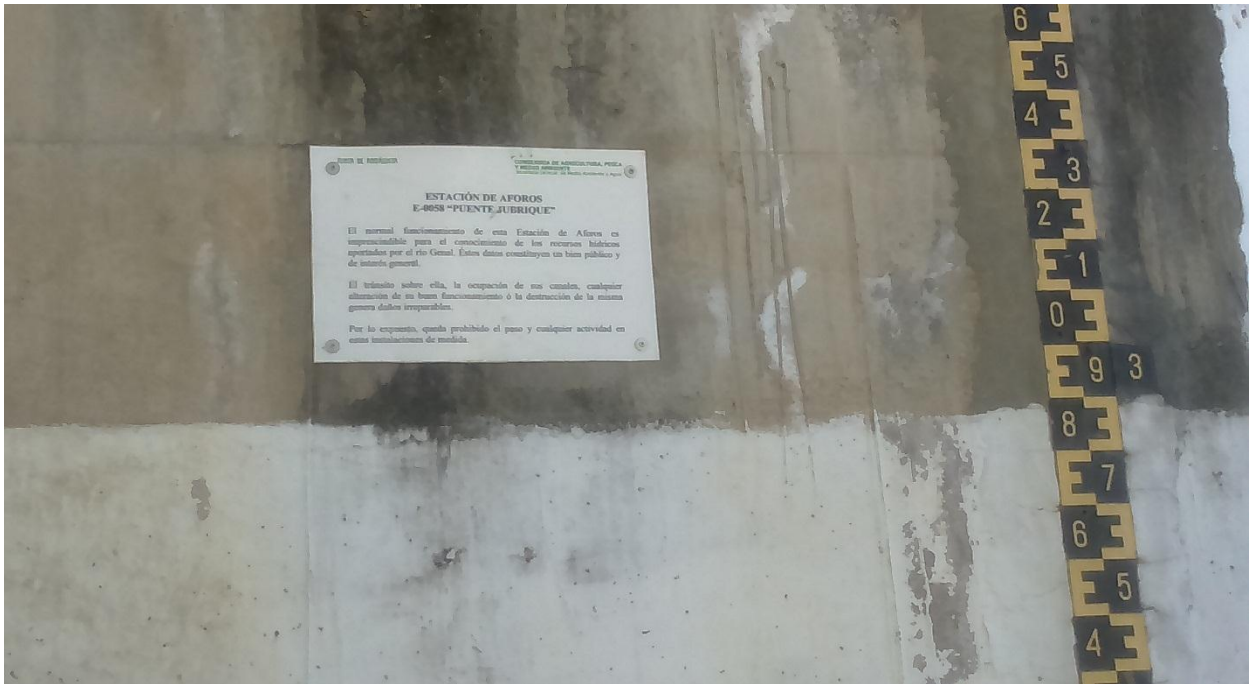
Estación meteorológica de Alpendeire.



Estación de aforo de Puente Jubrique tomada aguas abajo del río.



Río Genal aguas abajo de la estación de aforo.



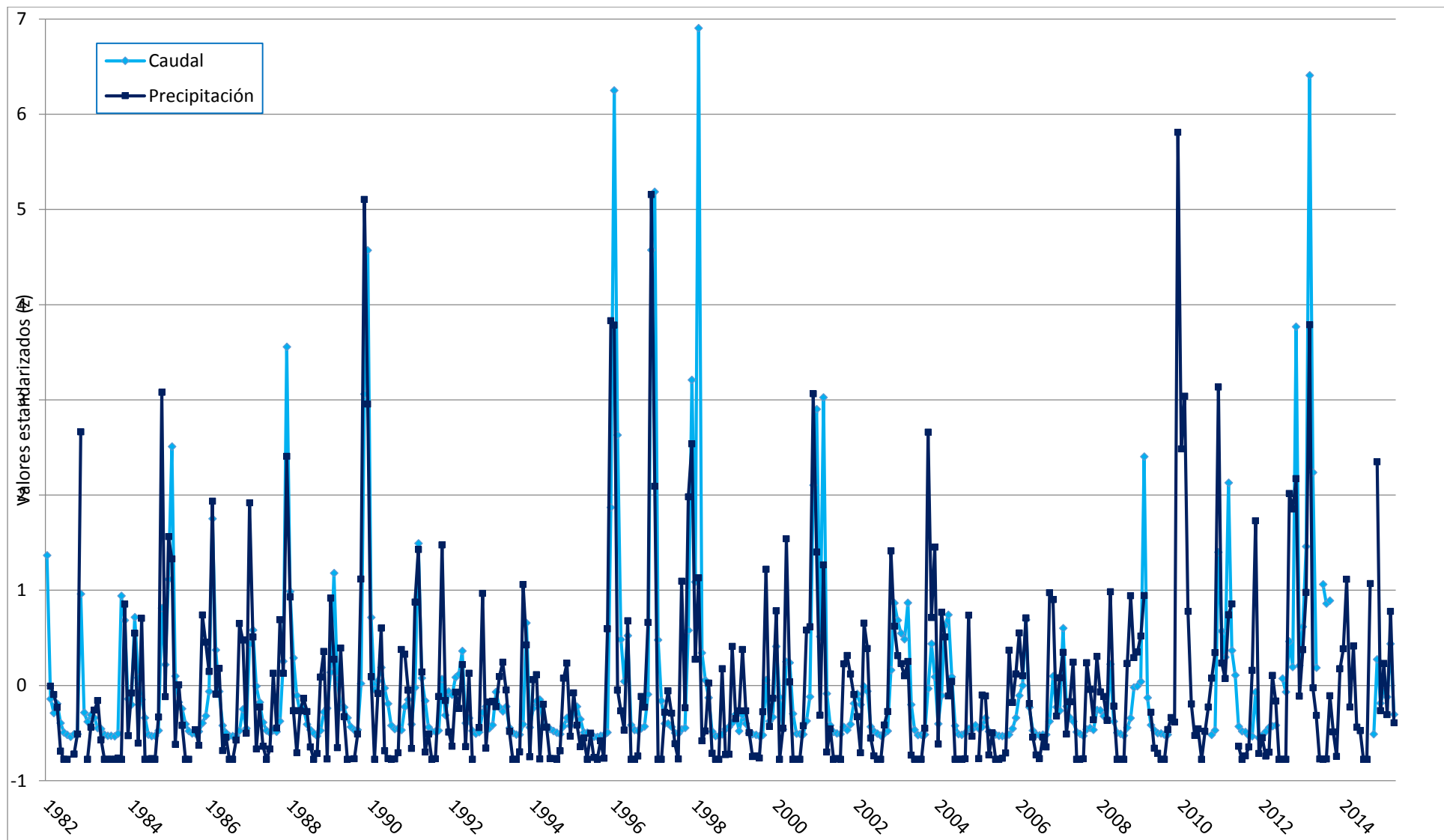
Cartel informativo acerca de los daños de la ocupación del canal y de la alteración de su buen funcionamiento.

ANEXO II: TABLAS Y GRÁFICOS.

Día	Precipitación (mm)
25/11/1961	100
26/04/1962	152
27/12/1962	105
01/01/1963	119
05/01/1963	107
09/04/1963	125
03/11/1964	120
18/02/1969	124
03/02/1976	100
06/11/1982	204
14/10/1989	100
13/11/1989	102
19/11/1989	161
14/12/1995	108
26/09/1997	113
17/12/1997	155
03/02/1998	105
23/12/2000	111
21/12/2009	122
23/12/2009	172
27/09/2012	245
25/10/2012	152

Días con precipitación mayor a 100 mm.

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de AEMET.



Comparación mensual de valores de caudal y precipitación.
 Fuente: Elaboración propia a partir de datos de AEMET y AMAYA.