

Universidad de Oviedo
Facultad de Geología

***Caracterización geomorfológica e hidrogeológica
del valle de Alcedo (Cordillera Cantábrica-León)***



Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica

Pablo Valenzuela Mendizábal

D. **Pablo Valenzuela Mendizábal**, solicita la presentación de la Tesis de Master titulada: “*Caracterización geomorfológica e hidrogeológica del valle de Alcedo (Cordillera Cantábrica-León)*”, de la cual es autor.

En Oviedo, a 15 de Julio de 2013



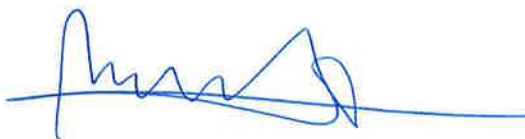
El autor,
Fdo.: Pablo Valenzuela Mendizábal

La Doctora Dña. **María José Domínguez Cuesta**, adscrita al Área de Conocimiento de Geodinámica Externa del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, como Profesora Titular,

Y la Sra. Dña. **Mónica Meléndez Asensio**, adscrita al Instituto Geológico y Minero de España como Técnico de I+D+I,

CERTIFICAN que han dirigido y revisado la presente memoria correspondiente a la Tesis de Master realizada por D. Pablo Valenzuela Mendizábal como trabajo final del “*Master Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica*” de la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo y AUTORIZAN su presentación a los efectos oportunos.

En Oviedo, a 15 de Julio de 2013



La co-directora,
Fdo.: María José Domínguez Cuesta



La co-directora,
Fdo.: Mónica Meléndez Asensio

AGRADECIMIENTOS

Son muchas las personas que, en mayor o menor medida, han contribuido a que este trabajo llegue a buen puerto. A todos ellos va dirigido este agradecimiento.

A mis directoras de Tesis de Master, María José Domínguez y Mónica Meléndez, por ofrecerme la oportunidad de trabajar en un tema de gran interés para mí, por su confianza, su esfuerzo, su tiempo, sus enseñanzas y, sobre todo, su paciencia. Y también, cómo no, por algunos buenos ratos pasados en la bella montaña leonesa.

A Montserrat Jiménez, por su colaboración, sus acertadas ideas y su apoyo en todos los aspectos de esta investigación.

A José Antonio Sáenz de Santa María, por haber puesto toda su experiencia en el tema a nuestra disposición.

A mis compañeros de despacho, Laura Rodríguez, Belén Naves y Daniel Ballesteros, que me han ofrecido en todo momento su ayuda desinteresada y me han acompañado en mis inicios en el extraño y sorprendente mundo de la investigación.

A mis compañeros de Master, y en especial a Lucía Peláez, que ha puesto tanto interés en mi trabajo como en el suyo propio, y a quien debo los mejores, más divertidos y memorables momentos durante la realización de este proyecto.

A mi tía, Marta Valenzuela, por sus indicaciones estratigráficas y por su constante preocupación por el incauto de su sobrino, que decidió meterse a geólogo.

A Oscar Merino, por su interés y sus consejos cartográficos.

A mis amigos Álvaro Blanco, Felipe Márquez, David Moral y Víctor Arteaga, que han sacrificado algunos de los mejores días del verano y algunos de los peores días del invierno, sufriendo grandes mojaduras y dolorosas quemaduras por causa de la Ciencia. Sin pertenecer al mundo de la Geología, han mostrado el máximo interés por esta investigación, y de sus cabezas pensantes han surgido, al calor del café y del orujo leoneses, algunas buenas ideas, de las cuales me he apropiado alegremente en el presente trabajo.

A Julia Martínez, por su científica comprensión y su ayuda, y a Álvaro Vega, por su desenfadada amistad y su apoyo infalible.

Y finalmente, a mi familia, y sobre todo a mis padres, a los que no puedo agradecer con cuatro palabras todo lo que hacen por mí.

ÍNDICE

RESUMEN.....	4
ABSTRACT	4
1. INTRODUCCIÓN	6
1.1 Objetivos.....	9
1.2 Área de estudio.....	9
1.2.1 <i>Contexto geográfico</i>	9
1.2.2 <i>Contexto geológico</i>	10
2. METODOLOGÍA.....	18
2.1 Recopilación documental.....	18
2.2 Caracterización geomorfológica	18
2.3 Caracterización hidrogeológica.....	19
2.4 Modelización mediante SIG	21
2.4.1 <i>Creación de capas digitales</i>	21
2.4.2 <i>Cálculo de la escorrentía</i>	21
2.4.3 <i>Creación de una base de datos de precipitaciones</i>	23
2.4.4 <i>Tratamiento estadístico de los datos de precipitaciones</i>	25
2.4.5 <i>Creación de modelos de precipitaciones</i>	25
3. RESULTADOS	27
3.1 Caracterización geomorfológica	27
3.2 Caracterización hidrogeológica.....	33
3.3 Modelización mediante SIG	35
3.3.1 <i>Creación de capas digitales</i>	35
3.3.2 <i>Cálculo de la escorrentía</i>	37
3.3.3 <i>Tratamiento estadístico de la base de datos de precipitaciones</i>	38
3.3.4 <i>Cálculo de los caudales de infiltración</i>	40
4. DISCUSIÓN.....	43
5. CONCLUSIONES	48
6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	49

RESUMEN

Los Túneles de Pajares son dos túneles de base ferroviarios de 24,9 km de longitud, construidos entre 2005 y 2009, que atraviesan la Cordillera Cantábrica (NO de España). Dichos túneles cruzan una serie de materiales paleozoicos (pizarras, areniscas, cuarcitas y calizas) caracterizada por una compleja estructura geológica, resultado de la deformación durante las orogénias Varisca y Alpina. Una sección de los túneles se ha construido aproximadamente a 450 m de profundidad bajo el valle de Alcedo (León, N de España).

Desde 2007 y hasta la actualidad han aparecido una serie de colapsos y sumideros en el fondo del valle. Aunque el arroyo fue canalizado en 2009 para permitir el flujo superficial y controlar la infiltración de agua, el fenómeno no pudo ser controlado. Las evidencias aparecidas incluyen 4 grandes colapsos (8-12 m de longitud) y 11 pequeños socavones, que se han desarrollado sobre sedimentos cuaternarios de origen aluvial, coluvial y glacial que recubren un sustrato calizo karstificado (Fm. Láncara). Algunos de estos socavones drenan el flujo superficial, secando el arroyo de Alcedo de forma permanente. La cuenca, definida usando la zona colapsada como nivel de base, presenta una superficie de 3,93 km². El área presenta un clima de tipo pluvio-nival, con temperaturas medias inferiores a 10°C y precipitaciones de entre 1000-1300 mm/año. El desarrollo repentino y crecimiento continuo de los socavones se relaciona con 1) el abatimiento del nivel freático por la acción drenante ejercida por los túneles tras su perforación, 2) el incremento del flujo de agua subterránea en el acuífero kárstico y 3) la socavación y erosión de las formaciones superficiales cuaternarias por la acción del arroyo.

El tratamiento de la información hidrogeológica, geográfica, geomorfológica y climatológica mediante el uso del programa ArcGIS (v. 9.3) ha permitido calcular el volumen medio de agua que se infiltra a través de los sumideros y la disminución del flujo superficial del arroyo de Alcedo tras la perforación de los túneles. Para la creación de los modelos de precipitaciones se ha utilizado el método determinístico de interpolación *Inverse Distance Weighting*. Asimismo, se han utilizado series de precipitaciones (1970-2000) procedentes de 10 estaciones meteorológicas de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). La estimación del flujo superficial se ha realizado teniendo en cuenta las siguientes variables espaciales: litología, recubrimiento superficial, pendiente y vegetación.

El volumen medio de agua infiltrada se ha estimado en 308.903 m³/año, lo que hace que el caudal del arroyo de Alcedo haya disminuido en un 35,2% tras la perforación de los túneles. Actualmente, el proceso sigue activo y se espera que continúe progresando en el futuro.

ABSTRACT

A 24.9 km-long high speed railway tunnels (Pajares Tunnels) were built between 2005-2009 through the Cantabrian Range (NW Spain). The tunnels cross an alternation of Paleozoic formations (shales, sandstones, quartzites and limestones) characterized by a complex structure resulting from the deformation during Variscian and Alpine Orogenies. A section of the tunnels were built approximately 450 m depth below Alcedo Valley (León, N. Spain).

In the bottom of the valley, some collapse evidence and drain points have been appearing from 2007 to present. Although the stream was canalized in 2009 to enhance river superficial flow and to control water infiltration, the process could not be avoided. Evidence include 4 main sinkholes (8-12 m long) and 11 minor hollows, which are developed over quaternary fluvial, coluvial and glacial deposits covering karstified limestone bedrock (Láncara Fm.). Some of these active sinkholes drain the surficial water, drying up Alcedo stream throughout the year. The watershed, defined using the collapsed area as the baseline, is 3.93 km². The area is under pluvionival climate with average temperatures below 10°C and rainfall between 1000-1300 mm yr⁻¹. The sudden development and active growing of collapse sinkholes is consistent with 1) the drop of the groundwater level by the tunnels drainage after the excavation; 2) the increase of groundwater flow across the karstic aquifer and 3) the undermining and erosion of the overlying quaternary sediments by the fluvial action.

The management of the hydrogeological, geographic, geomorphological and climatological information using the software ArcGIS (v.9.3) has allowed us to calculate the mean water volume of infiltration into the sinkholes, and the runoff decrease in Alcedo stream after the tunnel drilling. Precipitation models have been carried out using the deterministic method for spatial interpolation Inverse Distance Weighting. For such purpose, precipitation data series (1970-2000) gathered from 10 weather stations of the Spanish Meteorological Agency (AEMET) has been used. Surface runoff estimations in Alcedo valley should be calculated taking into account the following spatial variables: lithology, superficial cover, slope and vegetation.

The mean water volume of infiltration is close to 308,903 m³ yr⁻¹, and Alcedo stream runoff has fallen by 35.2% after the tunnel perforation. At present, the process is active and it is expected to going on progress in the future.

1. INTRODUCCIÓN

Los procesos de subsidencia y la formación de dolinas de colapso o socavones en depósitos superficiales constituyen el riesgo geológico más común en áreas kársticas. Dichos fenómenos se pueden desarrollar de forma natural, pero el incremento en su actividad suele estar relacionado con cambios bruscos del equilibrio hidrogeológico natural inducidos por la actividad humana (Tihansky, 1999; Waltham, 2008).

Un túnel produce el efecto de un gran dren hacia el cual fluye el agua de los acuíferos interceptados (González Vallejo, 2002), dando lugar a una depresión elongada del nivel freático que coincide con su trazado y cuya extensión lateral y vertical depende de la profundidad del túnel en relación con el nivel freático original y de las características hidráulicas del acuífero (Vincenzi *et al.*, 2009). Cuando se perfora un macizo rocoso, el mencionado descenso del nivel freático depende de la transmisividad del sustrato, que se produce preferentemente a favor de fracturas, o de conductos de mayor tamaño en rocas karstificadas (González Vallejo, 2002). Debido a ello, la perforación de túneles genera frecuentemente impactos hidrogeológicos, relacionados con el propio abatimiento del nivel freático, como son el secado total o estacional de cauces, manantiales, pozos y zonas húmedas (Vincenzi *et al.*, 2009). Ello conlleva importantes afecciones al medio ambiente y a la población local, creando problemas relacionados con el suministro de agua potable, la agricultura, la irrigación, la pesca y el turismo, entre otras actividades (Sjolander-Lindqvist, 2005). La magnitud de dichos impactos va a depender de la importancia del descenso del nivel freático y de la tasa de infiltración de agua en el túnel (Ii y Kagami, 1997; Kitterod *et al.*, 2000). Los trabajos de diversos autores (Goodman *et al.*, 1965; Molinero *et al.*, 2002; Marechal y Perrochet, 2003; Feinstein *et al.*, 2003; Perrochet, 2005; Yoo, 2005; Perrochet y Dematteis, 2007; Yang y Yeh, 2007) permiten corroborar que la construcción de túneles es causa frecuente de problemas medioambientales y de conflictos de intereses con los habitantes del territorio.

Los “túneles de base” son complejas estructuras subterráneas caracterizadas por presentar grandes longitudes y monteras muy importantes (incluso mayores de 500 m), debido a que atraviesan las cordilleras a una cota baja (Zuferri y López Pita, 2011). Los grandes proyectos ferroviarios desarrollados en los últimos treinta años se caracterizan por incluir este tipo de estructuras, ya que son las que mejor se adaptan a los estrictos requisitos de diseño de las líneas de alta velocidad. Cabe citar como ejemplos el túnel de base ferroviario de San Gotardo en Suiza, el más largo del mundo con 57 km, o el túnel ferroviario de Guadarrama (28,4 km), el más largo de España. La gran longitud y profundidad de este tipo de túneles contribuyen a incrementar su incidencia en el comportamiento hidrogeológico de los macizos atravesados.

La construcción de la Variante Ferroviaria de Pajares tiene como objeto ofrecer una alternativa a la actual rampa ferroviaria de Pajares, único enlace ferroviario entre Asturias y la Meseta desde su conclusión en 1884. La principal infraestructura de dicha

variante son dos túneles de base paralelos de 24,9 km de longitud, 8,50 m de diámetro interior, montera de entre 9 y 1000 m y orientación NO-SE. Estos túneles, perforados entre 2005 y 2009, tienen como fin conectar León y Asturias mediante una Línea de Alta Velocidad a través de la Cordillera Cantábrica, una zona de gran complejidad geológica e hidrogeológica. Parte del trazado de los Túneles de Pajares se ha perforado aproximadamente a 450 m de profundidad bajo el Valle de Alcedo (provincia de León, N de España). Varios meses después de la perforación, en el verano de 2007, comenzaron a aparecer en superficie una serie de sumideros en el cauce del arroyo principal (Álvarez Díez *et al.*, 2009), por lo que se procedió a canalizar 370 m del mismo para evitar la infiltración. Dicha actuación no ha conseguido poner fin al problema y los socavones aparecidos en el valle han seguido evolucionado hasta la actualidad, incrementando su tamaño y actuando como sumideros del flujo superficial del arroyo, que procede, fundamentalmente, de las precipitaciones caídas en la cuenca alta del valle de Alcedo.

La estimación de caudales en cuencas no aforadas se puede realizar mediante diversos modelos que utilizan datos de los registros de precipitaciones obtenidos en estaciones meteorológicas, junto con otros sobre las propiedades físicas del terreno, integrándose todos ellos mediante el uso de un SIG (Ko, 2004). Los modelos hidrológicos asumen que la escorrentía está relacionada con las precipitaciones y condicionada por las características de la cuenca de drenaje, demostrándose que la demora en la respuesta que se observa entre un evento de precipitación y la escorrentía superficial varía de un área a otra en función de dichas características de la cuenca, como son la complejidad de la red de drenaje, las formaciones superficiales, el uso del terreno o las pendientes (Ko y Cheng, 2004). De este modo, la escorrentía puede ser modelizada en función de las precipitaciones y de determinados parámetros descriptivos del área de estudio (Cheng *et al.*, 2006).

Con anterioridad al inicio de las obras de la Variante de Pajares se realizaron algunas investigaciones de tipo hidrogeológico. Durante el Estudio Geotécnico y el desarrollo del Proyecto Básico se perforaron 40 sondeos y se realizaron ensayos de tipo Lugeon que aportaron datos sobre la permeabilidad y el coeficiente de almacenamiento en algunas formaciones geológicas. Asimismo, se realizó una tramificación cualitativa del túnel en cuanto al caudal de agua previsible durante su construcción y se incluyó un balance hídrico basado en datos hidrometeorológicos. No obstante, los primeros estudios específicamente hidrogeológicos se realizaron en la fase de obra, una vez iniciada la construcción del túnel (Álvarez Díez *et al.*, 2009).

Los trabajos de perforación bajo el arroyo de Alcedo comenzaron el día 1 de marzo de 2007 con el paso de la tuneladora del Túnel oeste a 450 m de profundidad. Coincidiendo con las obras se produjo un descenso importante del nivel freático, registrado en un sondeo existente en el área de estudio; además, en el verano de 2007 aparecieron dos puntos de infiltración en el cauce del arroyo (Fig. 1A y B).



Figura 1. Inicio de los fenómenos de infiltración en el arroyo de Alcedo (ADIF, 2009). A y B. Detalles de los primeros socavones aparecidos; C. Sumidero en el cauce del arroyo, azud de sacos terreros y conducción, instalados de forma provisional para evitar la infiltración del flujo superficial.

El control sistemático de la evolución del nivel piezométrico en el sondeo SR-10 (junto al arroyo de Alcedo), realizado entre el 1 de julio de 2006 y el 1 de noviembre de 2008, permite correlacionar las variaciones del nivel freático observadas con la aparición de ocho sumideros (Álvarez Díez *et al.*, 2009) (Fig. 2). Esta situación impulsó al contratista del Lote 1 (U.T.E. Túneles de Pajares 1) a solicitar a la Confederación Hidrográfica del Duero permiso para el levantamiento del cauce y la construcción de una losa de fondo que permitiese el tapado de los sumideros aparecidos. Mientras tanto, se tomaron medidas como la construcción de by-pass provisionales y el relleno de los sumideros con cemento, que pretendían minimizar la infiltración del flujo superficial (Fig. 1 C). A pesar de todo, un aforo realizado en abril de 2008 constató que se estaban perdiendo 43 l/s, lo que suponía el 40 % del caudal del arroyo (Álvarez Díez *et al.*, 2009).

En el verano de 2009 se llevaron a cabo las obras de canalización de un tramo de 370 m del arroyo, consistentes en la construcción de un pequeño canal que alteró el estado natural del lecho, aunque fue diseñado con una morfología irregular, incorporando grandes bloques de roca para evitar una circulación demasiado rápida del agua e incluyendo pequeños pozos de refugio para permitir el paso de los peces aguas arriba. Sin embargo, en octubre de 2010 un fuerte episodio de lluvias provocó el desbordamiento del arroyo y la socavación y fractura de la canalización en varios puntos, agravándose el fenómeno de infiltración e incrementándose el área afectada por

subsidiencias y colapsos. Actualmente, los socavones derivados de los colapsos siguen creciendo y algunos de ellos actúan como sumideros, captando el 100% del flujo superficial, de manera que el curso alto del arroyo de Alcedo ha quedado aislado con respecto a su curso bajo.

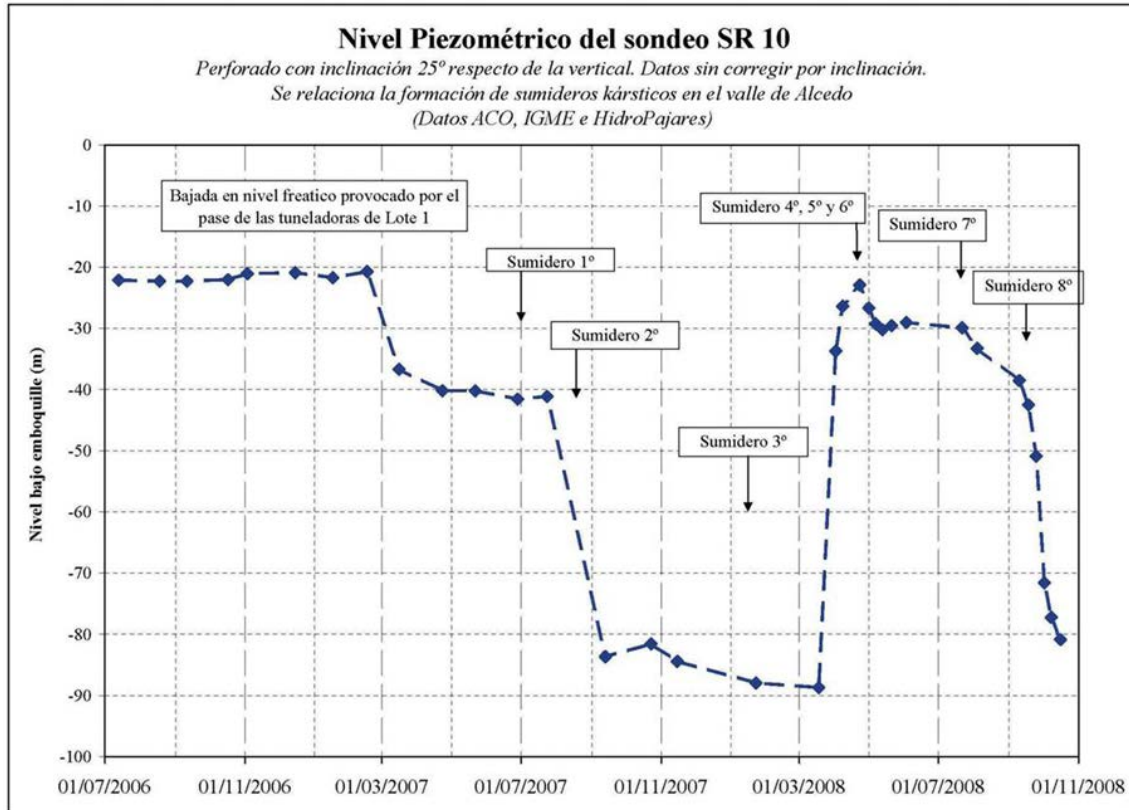


Figura 2. Evolución piezométrica del sondeo SR-10 durante las obras (ADIF, 2009).

1.1 Objetivos

El objetivo del presente trabajo es la caracterización geomorfológica e hidrogeológica de los sumideros aparecidos en el valle de Alcedo y el cálculo del volumen de agua correspondiente a la escorrentía superficial que se infiltra a través de los mismos.

1.2 Área de estudio

El área de estudio del presente trabajo comprende el valle de Alcedo, una pequeña cuenca fluvial que es atravesada en profundidad por los túneles de base de Pajares, así como por la galería de acceso de Buiza, ambas estructuras integradas en la Variante Ferroviaria de Pajares.

1.2.1 Contexto geográfico

La cuenca fluvial del arroyo de Alcedo se sitúa en la vertiente sur de la Sierra del Roza (Cordillera Cantábrica), al N de la localidad de Folledo, perteneciente al municipio de La Pola de Gordón, en el norte de la provincia de León (Fig. 3). Presenta una

orientación SE, un área de 6,87 km² y un rango de altitudes entre los 1803 y los 1160 m; forma parte de la cuenca hidrográfica del Bernesga, ya que el arroyo de Alcedo desemboca en el arroyo de Folledo, que a su vez vierte sus aguas al río Casares, siendo éste uno de los principales tributarios del Bernesga. En la zona media del valle se encuentran las ruinas del pequeño asentamiento de Alcedo, actualmente abandonado, por lo que el área se encuentra despoblada y se dedica únicamente a la ganadería extensiva, presentando un buen estado de conservación ambiental. Con anterioridad a la perforación de los túneles, el arroyo de Alcedo constituía una de las principales zonas de desove de truchas de la cabecera del río Bernesga (<http://geopage.unileon.es/desastre-ambiental-en-el-arroyo-de-folledo/>). Debido a su interés ecológico, el valle de Alcedo fue incluido en 2005 en la Reserva de la Biosfera “Alto Bernesga” (Fig. 3). El objetivo de esta figura de protección, establecida por la UNESCO en el contexto del Programa MaB (*The Man and the Biosphere*), es compatibilizar la conservación del medio ambiente y las formas tradicionales de explotación sostenible de los recursos naturales con el desarrollo económico y humano (UNESCO, 1996).

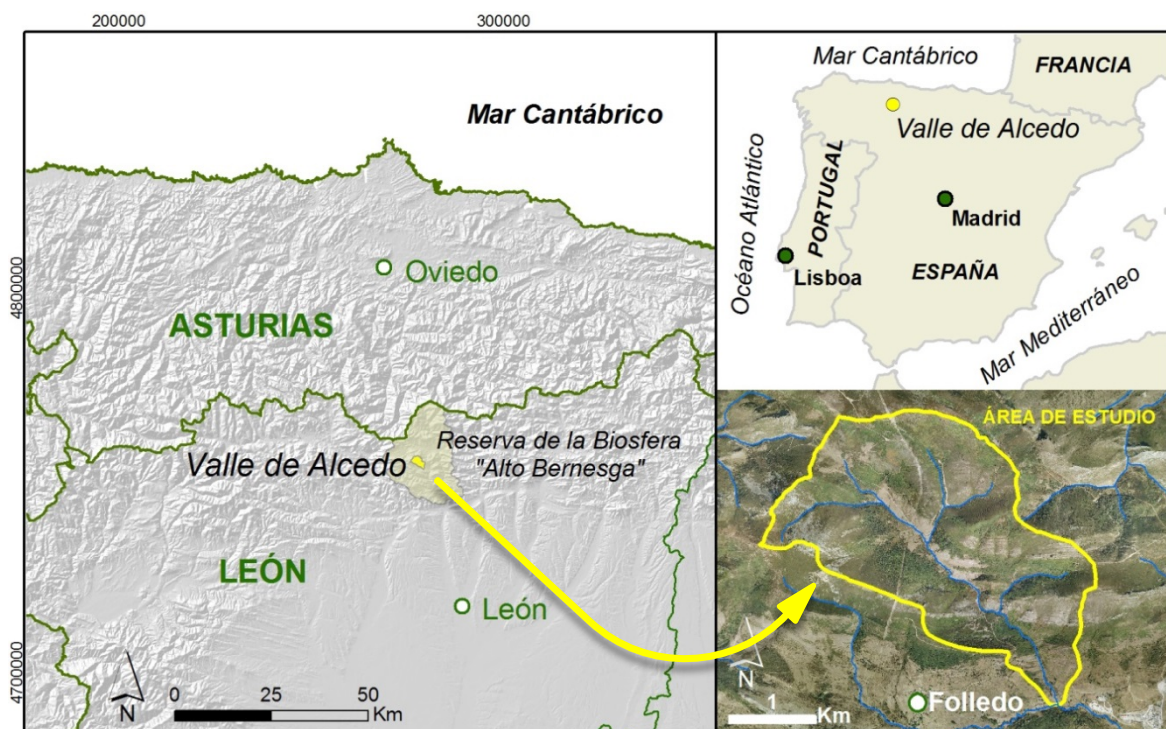


Figura 3. Situación geográfica del valle de Alcedo y de la Reserva de la Biosfera “Alto Bernesga”.

1.2.2 Contexto geológico

Geológicamente, el valle de Alcedo se encuentra en la Zona Cantábrica, que constituye la parte NE del Macizo Ibérico y representa la zona más externa del Orógeno Varisco en el NO de la Península Ibérica (Lotze, 1945; Lotze, 1954; Julivert *et al.*, 1972). En concreto se sitúa en la Unidad de Somiedo-Correcillas (Julivert *et al.*, 1968), dentro de la Región de Pliegues y Mantos (Julivert, 1967, 1971a) (Fig. 4), actualmente definida como Unidad de Somiedo (Alonso *et al.*, 2009). Se trata de un área con una estructura

geológica compleja, caracterizada por la alternancia de litologías con comportamientos mecánicos e hidrogeológicos muy diferentes, algunas de las cuales constituyen acuíferos.

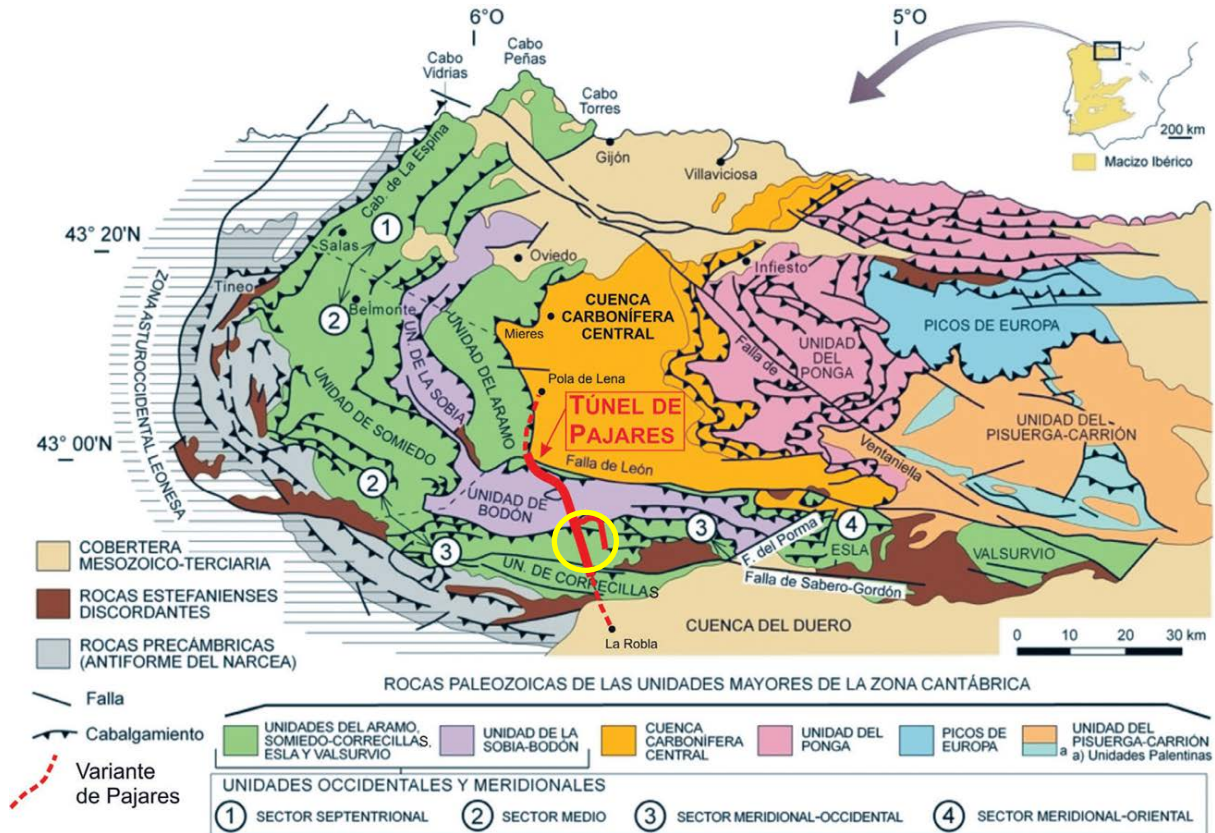


Figura 4. Esquema estructural de la Zona Cantábrica. Modificado de Pérez-Estaún y Bea (2004).

Estratigrafía

Las formaciones presentes en el área de estudio pertenecen a la sucesión sedimentaria paleozoica preorogénica de la Zona Cantábrica:

- **Fm. Láncara** (Cámbrico inferior-Cámbrico medio). En la zona de estudio presenta un espesor aproximado de 150-225 m (Aramburu *et al.*, 1992), con techo y muro bastante netos. Se ha subdividido en dos miembros separados por una disconformidad: uno inferior, formado por dolomías marrones, sobre las cuales aparecen calizas grises *mudstone* con rellenos fenestrales, y otro superior, formado por calizas biomicríticas nodulosas rojas con intercalaciones de lutitas rojas que constituyen la llamada *griotte* cámbrica (Zamarreño, 1972; Álvaro *et al.*, 2000).
- **Fm. Oville** (Cámbrico medio). Presenta un espesor de entre 80 y 800 m (Aramburu *et al.*, 1992), con base neta concordante y techo neto concordante a escala de afloramiento, pero gradual a escala cartográfica. Está constituida por alternancias de pizarras y areniscas en bancos decimétricos. En la parte inferior de la formación predominan las pizarras y limolitas verdes, con abundante fauna de trilobites y una intercalación areniscosa: las areniscas de Simula (Sdzuy, 1971). La parte superior presenta una mayor proporción de areniscas glauconíticas, aumentando su

- porcentaje hacia el techo, aunque con intercalaciones de términos finos (Comte, 1937, 1938, 1959).
- **Fm. Barrios** (Cámbrico medio-Arenig). Su espesor es variable, siendo del orden de los 80-1200 m (Aramburu *et al.*, 1992). La base es gradual o neta (Bosch, 1969; Gietelink, 1973), sin presentar discontinuidad, mientras que en el techo existe una laguna estratigráfica que abarca hasta el Silúrico (Aramburu, 1989). Está compuesta mayoritariamente por cuarzoarenitas blancas, en bancos de espesor métrico, con intercalaciones delgadas de lutitas grises, negras y verdosas (Comte, 1937, 1959).
 - **Fm. Formigoso** (Llandovery medio-Wenlock inferior). Presenta un espesor de aproximadamente 70-200 m (Aramburu *et al.*, 1992). Su base es disconforme y el techo gradual. Está formada por pizarras limosas negras y gris oscuras, con intercalaciones de limonitas y areniscas (Comte, 1937). Consta de dos miembros: las Pizarras del Bernesga, consistentes en pizarras negras con abundante faunas de graptolites, y las Capas de Villasimpliz, formadas por pizarras negras, más compactas que las anteriores, con intercalaciones de capas finas de arenisca (Kegel, 1929).
 - **Fm. San Pedro** (Wenlock superior-Gediniense inferior). Presenta un espesor de 5-250 m (Aramburu *et al.*, 1992), en continuidad estratigráfica con las formaciones situadas a muro y a techo. Está compuesta fundamentalmente por areniscas rojizas y cuarcitas, dispuestas en bancos métricos a decimétricos, y niveles pizarrosos. En el área de estudio se pueden distinguir tres miembros dentro de la misma (Bosch, 1969; Staalduinen, 1973): el basal, con potentes paquetes de areniscas rojas oolíticas, el medio, con alternancias de pizarras verdes y areniscas rojas y verdes, y el superior, con alternancias de cuarcitas blancas y pizarras negras.
 - **Grupo La Vid** (Gediniense inferior-Emsiense superior). Presenta un espesor aproximado de 427,5 m en la localidad tipo, con un tránsito generalmente gradual con las formaciones situadas a techo y a muro. Vera (1988) diferencia cuatro formaciones con los nombres de: Dolomías de Felmín (dolomías grises o amarillas, *mudstone*, *wackestones* y en menor medida *packstone*, alternadas con margas bioturbadas), Calizas de La Pedrosa (calizas y calizas margosas, *wackestone* y *packstone* fosilíferas y bioclásticas, alternantes con margas y lutitas carbonatadas fosilíferas y bioturbadas), Pizarras de Valporquero (lutitas pardo-verdosas con algunas intercalaciones de calizas bioclásticas y margas fosilíferas y bioturbadas) y Calizas de Coladilla (margas fosilíferas con delgadas intercalaciones calcáreas de color rojizo).

Estructura

La estructura tectónica de la rama sur de la Zona Cantábrica está constituida esencialmente por cabalgamientos de orientación ONO-ESE y pliegues asociados a los mismos, originados durante la Orogenia Varisca (Carbonífero) en un régimen de tectónica “*thin skinned*” con deformación interna escasa (Aller *et al.*, 2004) y reapretados y reactivados durante episodios de deformación posteriores, situándose su principal nivel de despegue en la Fm. Láncara (Julivert, 1971a).

Los cabalgamientos presentan una trayectoria en escalera, compuesta de rampas oblicuas a la estratificación y amplias zonas de despegue o rellano paralelas a la misma. Originalmente fueron vergentes al N-NE (hacia el núcleo del Arco Astúrico) pero, a consecuencia de la tectónica posterior, aparecen en muchos casos invertidos, con apariencia de fallas normales (Alonso y Suárez Rodríguez, 1990; Aller *et al.*, 2004). Gran parte de los pliegues del área son longitudinales con respecto al Arco Astúrico, perteneciendo por tanto al llamado “sistema longitudinal” (Julivert, 1971a, 1971b; Julivert y Marcos, 1973). En su mayor parte han sido interpretados como estructuras relacionadas con los cabalgamientos, tratándose en muchos casos de pliegues de flexión de falla (Aller *et al.*, 2004). En los últimos estadios de la deformación Varisca tuvo lugar un acortamiento en la dirección N-S que produjo un intenso levantamiento y apretamiento de los pliegues longitudinales (Aller *et al.*, 2004) y la formación de fallas inversas (Alonso y Rubio, 2009).

La primera etapa tectónica, vergente al N, es de edad Westfaliense B-C (Alonso, 1987), ya que la Unidad Somiedo-Correcillas cabalga a una sucesión sinorogénica de edad Westfaliense B (Villa *et al.*, 1988), y que el Estefaniense se sitúa discordante, fosilizando la superficie de cabalgamiento (Alonso *et al.*, 1989). La segunda etapa tectónica, de acortamiento regional N-S e inversión de las estructuras, debe ser post-Estefaniense, estando probablemente relacionada con el suave plegamiento que presentan los materiales estefanienses de la Cuenca de Ciñera-Matallana, al SE del área de estudio (Alonso *et al.*, 1989). Posteriormente, durante la deformación Alpina, se produjeron reactivaciones de fallas previas y se originaron nuevas fallas; asimismo, algunos pliegues fueron reapretados. Todos ellos estuvo asociado a un nuevo acortamiento N-S y al levantamiento de la cordillera (Aller *et al.*, 2004).

El tramo de los Túneles de Pajares correspondiente al área de estudio atraviesa una de las dos grandes unidades tectónicas alóctonas de la rama sur de la Zona Cantábrica: la Unidad de Somiedo-Correcillas, constituida por diversos mantos y escamas menores (Alonso y Rubio, 2009). Dichas escamas están definidas por un sistema imbricado de cabalgamientos con un despegue situado cerca de la base de la Fm. Láncara (Alonso y Suárez Rodríguez, 1990) que involucra materiales de la sucesión sedimentaria paleozoica desde el Cámbrico inferior al Devónico inferior. En concreto, el valle de Alcedo se sitúa en materiales pertenecientes a la Escama de Aralla-Rozo (Fig. 5), definida por el cabalgamiento de Rozo, que ocupa la parte frontal del Manto de Somiedo-Correcillas. Dicha escama se dispone sobre la formación San Emiliano, probablemente en despegue cabalgado o con rampa de bajo ángulo. En la parte norte de la estructura, donde sólo afloran las formaciones del Cámbrico y del Ordovícico (Láncara, Oville y Barrios), las superficies de cabalgamiento se disponen en general con buzamientos suaves hacia el sur, aunque se encuentran plegadas por un anticlinal-sinclinal, con diversas fallas afectando a su flanco intermedio (Alonso y Rubio, 2009; Toyos *et al.*, 2009). En esta zona se ha deducido la existencia de un duplex desarrollado en los materiales de la Fm. Láncara, la cual muestra un espesor anormal sobre el cabalgamiento de Rozo (Toyos *et al.*, 2009) (Fig. 5). Al Sur del anticlinal-sinclinal, la

estructura aparece cortada por el cabalgamiento fuera de secuencia del Collado de Alcedo (Alonso y Suárez Rodríguez, 1990; Toyos *et al.*, 2009). En relación con dicho cabalgamiento, existe una estructura compleja formada por pequeñas láminas que afectan a las formaciones Láncara y Oville, dando lugar al Anticlinal Complejo de Alcedo (Toyos *et al.*, 2009) (Fig. 5). En esta zona existen una serie de fallas que afectan a las cuarcitas de la Fm. Barrios y han experimentado actividad hidrotermal, generando cajas arenizadas.

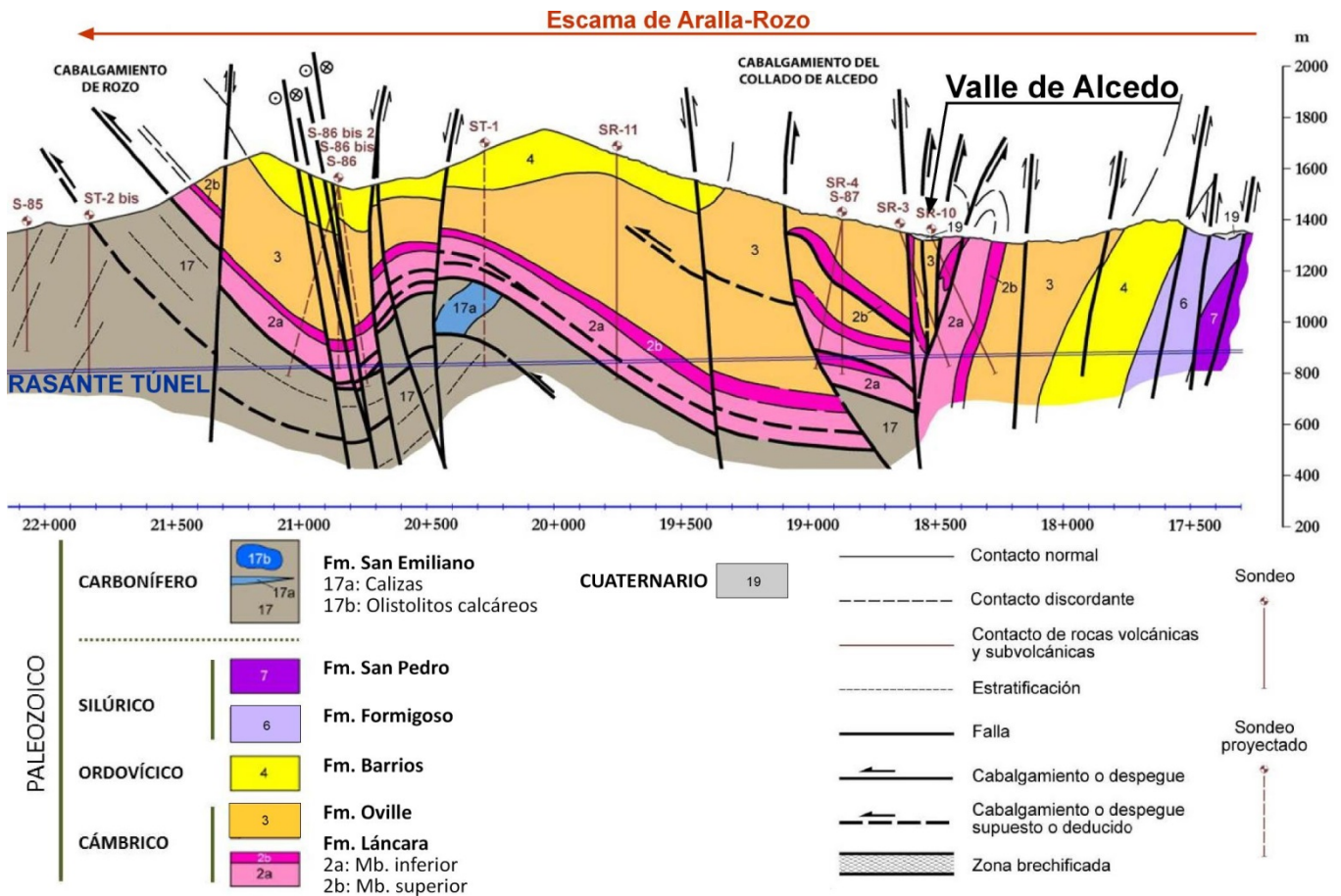


Figura 5. Perfil geológico del área de estudio que incluye la traza de los túneles y la situación de los sondeos realizados en las fases de proyecto y obra de dichos túneles (modificado de Toyos *et al.*, 2009).

Geomorfología

El fuerte encajamiento de la red hidrográfica y la elevada pendiente de las laderas permiten caracterizar al relieve de la zona como de tipo juvenil, en cuyas líneas principales se evidencia un marcado control litológico, debido a la diferente resistencia ante procesos erosivos de las formaciones del sustrato (Marquínez *et al.*, 1990). Así, las litologías con menor resistencia a la erosión (pizarras y areniscas de Oville y pizarras de Formigoso) han dado lugar a zonas de valle, mientras que las más resistentes (cuarcitas de Barrios y areniscas de San Pedro) han dado lugar a los relieves más importantes, que delimitan la cuenca. El arroyo de Alcedo y el resto de los cauces del área son de tipo recto, con baja sinuosidad y altas pendientes.

En la zona de trabajo, Marquínez *et al.* (1990) han destacado la presencia de canchales, constituidos principalmente por derrubios de la formación Barrios y mayoritarios en las laderas orientadas al NE, y de pequeños depósitos de fondo de valle.

Hidrogeología

Los materiales de la serie paleozoica atravesados por los Túneles de Pajares presentan comportamientos hidrogeológicos muy diferentes. En términos generales, las formaciones, que se pueden dividir en permeables e impermeables, se alternan a lo largo de la serie o aparecen repetidas por fenómenos tectónicos, dando lugar a acuíferos únicos de decenas o centenares de metros (formaciones permeables) separados por acuífugos (formaciones impermeables) (Álvarez Díez *et al.*, 2009) (Fig. 6). En otros casos, los sistemas acuíferos aparecen compartimentados en sectores aislados hidráulicamente, debido al efecto de fallas o cabalgamientos, que conllevan distinto grado de tectonización, brechificación y/o hidrotermalización del macizo rocoso (Garrido Ruiz *et al.*, 2009). Se ha constatado que los túneles atraviesan 20 sistemas acuíferos diferentes (Álvarez Díez *et al.*, 2009), cuya capacidad de almacenamiento es relativamente pequeña y su permeabilidad reducida; a pesar de ello, los recursos hídricos son aprovechados para usos agrícolas, ganaderos y para el abastecimiento de aguas a los pequeños núcleos de población situados en la zona (Álvarez Díez *et al.*, 2009; Garrido Ruiz *et al.*, 2009).

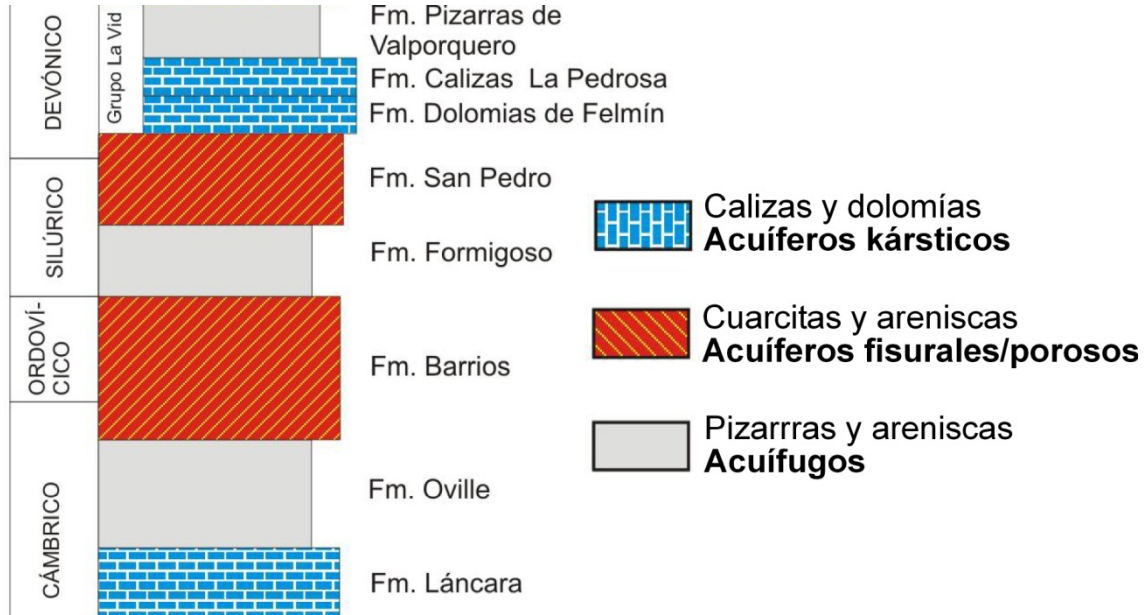


Figura 6. Columna estratificada simplificada en función de las características hidrogeológicas de los materiales (modificado de Garrido Ruiz *et al.*, 2009).

Aunque los materiales paleozoicos presentan una porosidad primaria prácticamente nula, algunos de ellos han experimentado un aumento de su permeabilidad al adquirir una porosidad secundaria por diversos procesos. Así, los principales acuíferos existentes en el área se corresponden con formaciones calcáreas, permeables por fracturación y/o

karstificación (Fm. Láncara) y con formaciones areniscosas y cuarcíticas, permeables por fracturación y/o arenización de origen hidrotermal (Fm. Barrios y Fm. San Pedro).

Hay que destacar que los acuíferos con porosidad debida a la fisuración se restringen principalmente a las zonas con mayor densidad de fracturas, como son los frentes de cabalgamiento. La trituración y alteración de los materiales en estas franjas originan una serie de niveles permeables que dan lugar a surgencias con caudales escasos (1-3 l/s) y de funcionamiento estacional (Galán, 1990). Esta intensa figuración hace que materiales generalmente considerados impermeables por su grado de cementación y compactación, como las cuarcitas (Fm. Barrios), se conviertan en acuíferos, al generarse una porosidad secundaria debida a la alteración hidrotermal y consecuente arenización a favor de dichas superficies de debilidad hasta una profundidad de varios cientos de metros (Galán, 1990; Álvarez Díez *et al.*, 2009). En las cuarcitas de Barrios y las areniscas de San Pedro se han estimado valores de permeabilidad de entre 10^{-9} y 10^{-8} m/s para la matriz rocosa y zonas poco fracturadas y de entre 10^{-6} y 10^{-3} m/s en las zonas fracturadas y brechificadas (Álvarez Díez *et al.*, 2009). La presencia de zonas intensamente arenizadas sobre la Cuarcita de Barrios da lugar a afloramientos de arenas escasamente cementadas que tradicionalmente han sido explotadas como areneros para su uso como áridos. En el caso de las formaciones calcáreas y dolomíticas, a partir de las fisuras y fracturas se desarrollan, en muchos casos, conductos y cavidades kársticas. Las calizas de Láncara en el área de estudio presentan, además, una microkarstificación generalizada, por lo que la permeabilidad varía mucho, no pudiéndose dar valores representativos. Las estimaciones realizadas oscilan entre 10^{-8} y 10^{-7} m/s en las zonas sin karstificar y mayores de 10^{-6} m/s en las zonas karstificadas, alcanzándose valores máximos de permeabilidad en los conductos kársticos (Álvarez Díez *et al.*, 2009).

Las formaciones superficiales de edad cuaternaria presentes en el área de estudio son permeables por porosidad intergranular primaria, destacando los depósitos aluviales o fluvio-glaciares y los coluviones asociados a las cuarcitas de Barrios. Dichas formaciones, que no constituyen acuíferos importantes, presentan una permeabilidad muy variable en función de su granulometría (Álvarez Díez *et al.*, 2009).

La recarga de los sistemas acuíferos se produce fundamentalmente por infiltración del agua de lluvia. Asimismo, la descarga en régimen natural se produce directamente hacia la red de drenaje, en los tramos en que ésta corta a los acuíferos, o a través de manantiales y surgencias situados a mayor altura, cuyo caudal finalmente se incorpora a los cauces principales (Garrido Ruiz *et al.*, 2009). Como el caudal de estiaje de los cursos superficiales se corresponde esencialmente con la descarga de los acuíferos (caudal de base), la recarga media anual de los acuíferos se aproxima en gran medida al caudal de base de los cauces superficiales en ese periodo (Álvarez Díez *et al.*, 2009). No obstante, en la actualidad el régimen natural ha sido alterado, debido a la perforación de los túneles.

Clima y Vegetación

El área de estudio presenta un clima continental de montaña con clara influencia atlántica, caracterizado por presentar una gran amplitud térmica, con inviernos largos y fríos, veranos templados y otoños y primaveras de corta duración (Garrido Ruiz *et al.*, 2009). Las temperaturas medias anuales no son superiores a 10°C (Galán, 1990). Las precipitaciones son abundantes, con valores promedio que varían entre 1000 y 1300 mm/año (Garrido Ruiz *et al.*, 2009) y se distribuyen irregularmente durante el año (máximas en el periodo invierno-primavera). Son de carácter pluvio-nival, predominando uno u otro tipo según la altitud de la zona (Galán, 1990). Las aguas derivadas de estas precipitaciones sirven como fuente de recarga a los acuíferos subterráneos de la zona, así como a la escorrentía superficial. La evapotranspiración real (ETR) media anual está estimada en torno al 49% de la precipitación media anual (Garrido Ruiz *et al.*, 2009).

El área de Alcedo presenta una vegetación autóctona compuesta en su mayoría por monte bajo y matorral de brezo y piorno que, alternando con pequeños bosques de haya, roble y abedul, cubre la mayor parte de las laderas. Además, algunas áreas han sido repobladas con plantaciones de pino. La zona de fondo de valle, la parte baja de las laderas y los puertos y collados más altos están ocupados por pastizales de alta montaña.

2. METODOLOGÍA

En este capítulo se explicará la metodología seguida en el presente trabajo, que ha supuesto la realización de las siguientes tareas: 1) recopilación documental, 2) caracterización geomorfológica, 3) caracterización hidrogeológica y 4) modelización mediante SIG.

2.1 Recopilación documental

La primera tarea realizada durante la investigación ha sido una recopilación bibliográfica de los trabajos y publicaciones relacionados con el tema objeto de estudio. Además, se ha recabado información cartográfica de diferentes tipos: topografía, fotogramas aéreos, ortofotografías y datos pluviométricos, que han servido como base a la investigación.

La información topográfica digital referente a las curvas de nivel, la red fluvial, los puntos acotados, las vías de comunicación y las edificaciones, descargada en formato shp, es la correspondiente al Mapa Topográfico Nacional de España (1:10.000), publicado por el Instituto Geográfico Nacional y disponible en <http://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/>. La información cartográfica referente a la geológica y a la geomorfológica se ha extraído de la Hoja 103 (Pola de Gordón) del Mapa Geológico de España (MAGNA, escala 1:50.000) en formato digital, publicada por el Instituto Geológico y Minero de España y disponible en <http://www.igme.es/internet/cartografia/portada/sig.htm>. La información sobre la vegetación existente en el área de estudio se ha obtenido a partir del Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de España 2000-2010 (1:50.000) en formato digital, publicado por el Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino y disponible en la web del Sistema de Información Geográfica Agrario <http://sig.mapa.es/siga/>. Además, se han utilizado fotogramas aéreos a escala 1:10.000 obtenidos del centro de descargas del Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León (ITACyL) y la Ortofoto del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) realizada en 2011 (pixel 0,25 m), disponible en <http://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/>.

La información pluviométrica utilizada en este trabajo ha sido adquirida a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). Tras rellenar la solicitud a través de la página web (www.aemet.es), la agencia proporcionó en formato Excel los registros de precipitaciones mensuales correspondientes a 10 estaciones situadas en el N de León para un periodo de 31 años (1970-2000).

2.2 Caracterización geomorfológica

La caracterización geomorfológica del área de estudio se ha llevado a cabo mediante trabajo de campo y de gabinete. Se ha confeccionado una cartografía a escala 1:10.000 de las estructuras observadas (zonas de subsidencia o colapso, escarpes y sumideros),

así como de la canalización construida, utilizando como base la Ortofoto del PNOA de 2011. La cartografía de las estructuras se ha llevado a cabo tomando medidas de sus dimensiones en el campo (longitud, anchura y profundidad) mediante un distanciómetro láser STABILA LE200. El uso de un GPS GARMIN etrex30 ha permitido determinar la situación exacta de dichas estructuras. La posterior superposición de esta cartografía al mapa geológico de la zona y a la traza de los túneles ha permitido estudiar la relación existente entre los fenómenos de colapso del terreno e infiltración del arroyo y su contexto geológico y geotécnico.

También se ha elaborado una cartografía de las formaciones superficiales existentes en la cuenca mediante la fotointerpretación de los fotogramas aéreos a escala 1:10.000 del área. Además, se han tomado datos en 7 estaciones de campo para caracterizar los sedimentos superficiales. Con este fin se ha diseñado un modelo de estadillo que permite recoger la información de forma sistemática, recabándose los siguientes datos: % matriz-cantos, % arena-arcilla, tamaño-morfología-naturaleza de los cantos y estructuras. En cada estación se ha realizado una foto del afloramiento y se han tomado sus coordenadas UTM mediante el uso de GPS. Los porcentajes de arena-arcilla se han calculado mediante decantación, utilizando para ello un tubo de ensayo de cristal con agua en el que se introduce una muestra del terreno. Una vez mezclada, la muestra se deja decantar durante 10 minutos, tras los cuales se procede a medir con una escala los espesores de las diferentes granulometrías depositados en el fondo del tubo de ensayo. Este sencillo procedimiento permite realizar un cálculo aproximado del porcentaje arena-finos en cada estación. También se han tomado medidas de 5 cantos en cada estación, correspondientes a sus diámetros mayores y menores, con el fin de obtener los tamaños máximo, mínimo y medio.

Finalmente, la utilización de un SIG ha permitido digitalizar la cartografía geomorfológica y realizar un análisis de la superficie que ocupa cada tipo de formación superficial. La capa digitalizada se ha incluido posteriormente en el análisis hidrogeológico del área, como se detalla en el apartado 2.4 de este informe.

2.3 Caracterización hidrogeológica

En este trabajo se han realizado una serie de medidas con el fin de caracterizar los acuíferos involucrados en el fenómeno objeto de estudio y sus interrelaciones. Para ello se ha llevado a cabo una caracterización físico-química de las aguas de las surgencias existentes en el área, mediante un medidor de pH HANNA HI9025 y un conductímetro HANNA HI9033. Se han recabado datos sobre la temperatura ambiente, la temperatura del agua, el pH y la conductividad eléctrica. Dichas medidas se han realizado aguas arriba del sumidero de mayor cota y en las dos surgencias existentes aguas abajo de la zona de los socavones, realizándose además una foto en cada punto y la toma de las coordenadas UTM mediante GPS.

Asimismo, se han realizado 3 aforos en el arroyo y las surgencias del área mediante el uso de un dispositivo de tipo SalinoMADD, lo que ha permitido determinar los caudales en cada caso (Fig. 7A, B y C). El primer paso ha consistido en determinar la profundidad de la lámina de agua en el punto de medida y la distancia entre éste y el punto en el que se vierte el trazador salino, ya que estos valores se deben introducir en el dispositivo para poder realizar la medición. En este caso, el trazador utilizado ha sido 1 kg de sal común por cada medida, el cual se debe disolver correctamente en agua antes de ser vertido al arroyo (Fig. 7B). Dicho trazador se ha vertido en el cauce, y en el dispositivo SalinoMADD se ha registrado una medida cada segundo para determinar la dilución con la que la nube de sal disuelta pasa por el punto de medida, lo que permite calcular el caudal del arroyo en l/s (Fig. 7C).



Figura 7. A. Realización de un aforo en el arroyo de Alcedo; B. Preparación del trazador salino; C. medición mediante el dispositivo Salino MADD.

Por último, se ha utilizado el mismo dispositivo SalinoMADD para realizar un ensayo con trazador salino, con el fin de comprobar la existencia de conexión entre los sumideros del arroyo y las surgencias existentes aguas abajo. El procedimiento de medición ha sido el mismo descrito anteriormente; en este caso, se ha vertido 1 kg de sal disuelta en agua en el arroyo, aguas arriba del socavón a mayor cota, y se ha realizado la medición aguas abajo de las dos surgencias.

2.4 Modelización mediante SIG

El tratamiento de los datos mediante SIG en el presente trabajo ha sido fundamental a la hora de calcular los volúmenes de escorrentía en el área de estudio. Para ello, se ha utilizado el software de la casa comercial ESRI, ArcGIS 9.3. Las tareas llevadas a cabo se pueden dividir en 5 pasos: 1) creación de capas digitales, 2) cálculo de la escorrentía, 3) creación de una base de datos de precipitaciones, 4) tratamiento estadístico de los datos de precipitaciones y 5) creación de un modelo de precipitaciones.

2.4.1 Creación de capas digitales

La utilización de un Sistema de Información Geográfica ha permitido crear una base de datos georreferenciada con la información geográfica, geológica, geomorfológica y de vegetación recopilada en la fase de revisión documental. La creación de una capa con la información topográfica (curvas de nivel, red fluvial y puntos acotados) ha servido como base para crear un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) con celdas de 10 x 10 m. Partiendo del MDE se han obtenido otros modelos derivados: un Modelo Digital de Pendientes (MDP) que ha permitido diferenciar áreas con pendientes menores y mayores o iguales a 3°, un Modelo Digital de Direcciones de Flujo (MDF) y, a partir de éste, un Modelo de Flujo Acumulado (MFA), que representa la red de drenaje teórica del área de estudio, calculada únicamente en función de las elevaciones, en la que el valor de cada celda indica el número de celdas que drenan hacia ella. En el caso del MDP, el criterio seguido para determinar las pendientes incluidas en cada categoría se ha tomado del *Soil Conservation Service* de los EE.UU. (1972). Además de los modelos digitales del terreno, se han incluido en la base de datos digital del SIG otras cartografías temáticas como: i) un mapa de formaciones superficiales, realizado a partir de fotointerpretación y de datos recogidos en el campo a escala 1:10.000; ii) un mapa litológico, basado en la cartografía de la hoja 103 del Mapa Geológico de España (1:50.000) y en el estudio realizado por Alonso y Rubio (2009) y iii) un mapa de cubierta vegetal, basado en el Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de España 2000-2010 (1:50.000).

La utilización del programa ArcGIS 9.3 ha permitido determinar el área del valle ocupada por cada categoría descrita, así como cruzar las diferentes capas de información (pendiente, cubierta vegetal y formaciones superficiales) para obtener un mapa formado por polígonos resultantes del cruce de los tres atributos.

2.4.2 Cálculo de la escorrentía

Para obtener un modelo hidrológico de escorrentía (MFA) del área de estudio que se aproxime mejor a la realidad es necesario considerar, además de la elevación, otros factores como la pendiente o la permeabilidad del terreno, que a su vez están asociados a la presencia de recubrimiento sobre el sustrato rocoso y a la cubierta vegetal. Todos estos factores pueden considerarse en la modelización mediante la aplicación del

coeficiente de escorrentía. El coeficiente de escorrentía es el cociente entre la lluvia total (cantidad absoluta de agua que cae sobre la cuenca) y la lluvia neta (parte de la misma que compone la escorrentía directa) caída durante un intervalo de tiempo. Para este trabajo, el cálculo se ha realizado siguiendo la metodología descrita por Fernández Rodríguez *et al.* (2002), que utilizan la ecuación propuesta por el *Soil Conservation Service* (SCS) de los EE.UU. (1972), siendo C el coeficiente de escorrentía, P_d la precipitación diaria y P_0 el umbral de escorrentía:

$$C = \frac{((P_d/P_0 - 1) \cdot ((P_d/P_0) + 23))}{((P_d/P_0) + 11)^2}$$

La estimación de los valores del parámetro P_0 se ha realizado de acuerdo con las tablas propuestas por el SCS (1972) y adaptadas por Ferrer (1993) en función de las características climáticas y territoriales existentes en España. La equiparación de las categorías establecidas por el SCS a las unidades del territorio definidas en el valle de Alcedo ha permitido determinar el umbral de escorrentía en cada caso (Tabla I). Siguiendo las instrucciones del MOPU (1990) para el norte de España, se ha aplicado un coeficiente corrector del umbral de escorrentía igual a 2, que supone un estado previo del suelo seco. El valor de la precipitación diaria se ha obtenido a partir de los datos publicados por el Ministerio de Fomento (1999).

La combinación en el SIG de las diferentes capas temáticas ha permitido crear un mapa en el que cada unidad del territorio se reclasifica, asignándole un valor corrector correspondiente a su coeficiente de escorrentía. Si cada celda del MFA se multiplica por el coeficiente de escorrentía correspondiente, se consigue corregir el dato de flujo acumulado para cada parcela de la cuenca en función de sus características de pendiente, recubrimiento o vegetación del terreno. El resultado de esta operación se puede apreciar mediante la creación de un Modelo de Flujo Acumulado Corregido (MFAC). Por tanto, la capa matricial que contiene los valores del coeficiente de escorrentía es esencial a la hora de determinar la escorrentía real que se genera en el área de estudio en función de las precipitaciones y, en consecuencia, los volúmenes de agua que recoge la cuenca.

Tabla I

Pendiente %	UNIDADES DEFINIDAS		EQUIVALENTES S.C.S.	
	DEPÓSITO	VEGETACIÓN	DEPÓSITO	VEGETACIÓN
≥ 3	Canchales	-----	Grupo A	Barbecho R
< 3	Canchales	-----	Grupo A	Barbecho R
≥ 3	Derrubios	bosque	Grupo B	Masa forestal espesa
≥ 3	Derrubios	matorral denso	Grupo B	Masa forestal media
≥ 3	Derrubios	monte bajo	Grupo B	Masa forestal clara
< 3	Derrubios	bosque	Grupo B	Masa forestal espesa
< 3	Derrubios	matorral denso	Grupo B	Masa forestal media

< 3	Derrubios	monte bajo	Grupo B	Masa forestal clara
≥ 3	Fondo de valle	bosque	Grupo C	Masa forestal espesa
≥ 3	Fondo de valle	matorral denso	Grupo C	Masa forestal media
≥ 3	Fondo de valle	praderas	Grupo C	Praderas (muy buenas)
< 3	Fondo de valle	bosque	Grupo C	Masa forestal espesa
< 3	Fondo de valle	praderas	Grupo C	Praderas (muy buenas)
≥ 3	Llanura represamiento	matorral denso	Grupo C	Masa forestal media
≥ 3	Llanura represamiento	praderas	Grupo C	Praderas (muy buenas)
< 3	Llanura represamiento	matorral denso	Grupo C	Masa forestal media
< 3	Llanura represamiento	praderas	Grupo C	Praderas (muy buenas)
≥ 3	Movimientos en masa	bosque	Grupo C	Masa forestal espesa
< 3	Movimientos en masa	bosque	Grupo C	Masa forestal espesa
≥ 3	Movimientos en masa	matorral denso	Grupo C	Masa forestal media
≥ 3	Movimientos en masa	praderas	Grupo C	Praderas (muy buenas)
< 3	Movimientos en masa	praderas	Grupo C	Praderas (muy buenas)
≥ 3	Morrena de nivación	matorral denso	Grupo B	Masa forestal media
≥ 3	Roca cubierta	bosque	Grupo B	Masa forestal espesa
≥ 3	Roca cubierta	matorral denso	Grupo B	Masa forestal media
≥ 3	Roca cubierta	monte bajo	Grupo B	Masa forestal clara
≥ 3	Roca cubierta	praderas	Grupo B	Praderas (muy buenas)
< 3	Roca cubierta	bosque	Grupo B	Masa forestal espesa
< 3	Roca cubierta	matorral denso	Grupo B	Masa forestal media
< 3	Roca cubierta	monte bajo	Grupo B	Masa forestal clara
< 3	Roca cubierta	praderas	Grupo B	Praderas (muy buenas)
< 3	Roca desnuda	-----	Roca impermeable	-----
≥ 3	Roca desnuda	-----	Roca impermeable	-----
≥ 3	Roca desnuda	-----	Roca permeable	-----

Tabla I. Equiparación de las categorías establecidas por el SCS a las unidades del territorio definidas en el valle de Alcedo.

2.4.3 Creación de una base de datos de precipitaciones

Como ya se ha indicado, la información pluviométrica utilizada en este trabajo proviene de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y corresponde a 10 estaciones meteorológicas de la provincia de León, situadas en un radio de 21 km alrededor del área de estudio y en un rango de cotas que va desde los 945 a los 1280 m (Fig. 8; Tabla II). Consiste en series de datos de precipitaciones medias mensuales que abarcan un periodo de 31 años (1970-2000). Los datos pluviométricos han sido sometidos a un procesado previo a su análisis. En primer lugar, se ha realizado un cambio de unidades, convirtiendo a mm los valores originales en décimas de milímetro. En los registros se han localizado los valores de lluvia caída menores de 0,1 mm (indicados con un -3) y se han sustituido por 0, al considerarse la precipitación despreciable. La parte más importante del procesado ha consistido en completar las lagunas de datos existentes en las series de registros, de duración y causas variables. Para ello se ha utilizado el programa CORTREST de la aplicación HIDROBAS 3.0 (Ortiz *et al.*, 2001), el cual permite realizar la correlación ortogonal entre series de diferentes estaciones y restituye

los valores de una estación incompleta a partir de una estación base. Los valores del coeficiente de correlación R obtenidos al correlacionar las series han sido en todos los casos iguales o superiores a 0,80, salvo en una de las correlaciones, que se ha obtenido un coeficiente R = 0,79.



Figura 8. Situación de las 10 estaciones meteorológicas de la AEMET cuyos datos se han utilizado en el presente trabajo con respecto al valle de Alcedo.

Tabla II

Código	Nombre	Altitud	UTM X	UTM Y	Datum
2699E	CALDAS DE LUNA	1140	265882	4756565	ED50
2702	ARALLA DE LUNA	1280	268293	4754012	ED50
2645	CAMPLONGO	1213	280609	4762872	ED50
2706	LA MAGDALENA	998	270691	4740806	ED50
2644	BUSDONGO	1260	278334	4762637	ED50
2654	CANSECO	1240	293859	4762460	ED50
2698E	ROBLEDO DE CALDAS	1222	262189	4758082	ED50
2697	RABANAL DE LUNA	1150	257521	4757628	ED50
2657	GENICERA	1260	296580	4758674	ED50
2650A	LA ROBLA (CENTRAL TERMICA)	945	284700	4741435	ED50

Tabla II. Datos de altitud, latitud, coordenadas UTM y datum correspondientes a las 10 estaciones meteorológicas de la AEMET cuyos datos se han utilizado en el presente trabajo.

2.4.4 Tratamiento estadístico de los datos de precipitaciones

El procesado de las series restituidas mediante una hoja de cálculo Excel ha permitido realizar diferentes análisis de los datos mensuales originales, que constituyen una aproximación sencilla al régimen de precipitaciones del área de estudio. Se han obtenido valores para cada estación en los siguientes casos:

- Precipitaciones anuales en cada estación del área de estudio; dicho valor se ha calculado dividiendo el sumatorio de las precipitaciones mensuales de cada año entre el número de años de la serie (31). Además, se han calculado las precipitaciones anuales en el área de estudio mediante una media simple (sumatorio de las precipitaciones anuales entre las 10 estaciones), con el fin de obtener una aproximación sencilla al régimen de precipitaciones. Su representación mediante un yetograma permite determinar los años húmedos y secos de la serie en función de la precipitación media anual. Así mismo, la representación de una curva de desviaciones acumuladas con respecto a la precipitación media anual ha permitido detectar patrones en el registro de lluvias (Martínez Alfaro *et al.*, 2005).
- Precipitaciones anuales del año más lluvioso de la serie para cada estación. Se ha considerado el año más lluvioso el que presenta registros más altos en el mayor número de estaciones del área de estudio, siendo además el que presenta un valor mayor de precipitación al sumar los registros de las 10 estaciones.
- Precipitaciones acumuladas anuales del año menos lluvioso de la serie, calculadas como en el caso anterior.
- Precipitaciones en el mes más lluvioso de la serie en el área de estudio, es decir, teniendo en cuenta el global de precipitaciones en las 10 estaciones. El mes más lluvioso del registro se ha determinado sumando todos los datos del mismo mes de las diferentes estaciones para cada año de la serie y eligiendo el valor más alto.
- Precipitaciones medias mensuales para cada uno de los 12 meses en cada estación del área de estudio; han sido obtenidas sumando todos los registros mensuales correspondientes al mismo mes en cada una de las 10 estaciones del área de estudio y dividiendo dicho sumatorio entre los 31 años de la serie. Además, se ha calculado las precipitaciones medias mensuales en el área de estudio, mediante el sumatorio de los valores medios mensuales de cada estación entre 10. Dichos datos resultantes se han expresado en forma gráfica para determinar la variación de las precipitaciones a lo largo de un año. Además, el cálculo ha permitido determinar cuál es el mes más lluvioso del año en el área de estudio.

2.4.5 Creación de modelos de precipitaciones

Los datos proporcionados por la AEMET facilitan una información puntual de las precipitaciones caídas, pero el cálculo de los caudales de escorrentía que discurren por el arroyo de Alcedo, o que se infiltran en los socavones, requiere disponer de información continua de las precipitaciones para toda el área de estudio. Los datos procesados estadísticamente se han utilizado para crear capas digitales de puntos, utilizando las Coordenadas UTM de las 10 estaciones. Estas capas han servido como

base para elaborar una serie de modelos interpolados, confeccionados mediante la herramienta *GeoSpatial Analyst* del software ArcGIS 9.3. El método utilizado para la interpolación es el IDW (*Inverse Distance Weighted*) (Shepard, 1968), el cual tiene en cuenta la distancia entre los puntos para los que se dispone de datos, con la premisa de que las zonas menos alejadas tendrán valores más similares que las zonas más alejadas, dando al interpolar mayor peso a las estaciones vecinas que a las más alejadas (Tobler, 1970). Dicho método respeta en todos los puntos los valores de precipitación conocidos. La ecuación general del modelo es la siguiente:

$$Z^*(x) = \sum_{i=1}^n (\lambda_i \cdot Z(x)_i)$$

Donde: $Z^*(x)$ es el valor estimado de la variable; $Z(x)_i$ es el valor de la variable en el punto conocido i ; λ_i es el peso de la estación i ; n es el número de estaciones vecinas. Los pesos se calculan en función de la distancia entre las estaciones y el punto a interpolar, de la siguiente forma:

$$\lambda_i = \frac{1}{d_{ij}^\beta} \frac{1}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_{ij}^\beta}}$$

Donde: λ_i es el peso de la estación i ; d_{ij} es la distancia geométrica entre la estación y el punto a interpolar; β es el coeficiente de ponderación, usado para ajustar el peso o la importancia que se le da a la distancia entre puntos.

Finalmente, la utilización del programa ArcGIS 9.3 ha permitido crear capas matriciales digitales que combinan los datos de lluvias procedentes de los modelos de precipitaciones y los valores del coeficiente de escorrentía correspondientes a las unidades definidas en el valle de Alcedo. El resultado de la combinación es una tabla de datos exportada a Excel que ha servido para realizar un análisis celda a celda de ambos parámetros. De este modo, se ha calculado el área real del valle a efectos de la escorrentía, multiplicando el número de celdas de cada clase definida en la combinación de datos por su área ($10 \times 10 = 100 \text{ m}^2$) y por el coeficiente de escorrentía correspondiente. El producto del área real (m^2) por el valor de las lluvias registradas en dicha área ($\text{mm} = \text{l/m}^2$) ha permitido calcular el volumen de agua recogida por la cuenca de Alcedo (expresado en m^3) en función de los diferentes escenarios de precipitación para un periodo de retorno de 31 años, así como los volúmenes de agua que se infiltran por los sumideros del arroyo de Alcedo.

3. RESULTADOS

En este capítulo se detallan los resultados obtenidos durante la realización del presente trabajo, que se han estructurado en 3 apartados: 1) caracterización geomorfológica, 2) caracterización hidrogeológica y 3) modelización mediante SIG.

3.1 Caracterización geomorfológica

El estudio geomorfológico realizado en el presente trabajo incluye, además de la cartografía de las estructuras relacionadas con el fenómeno de las dolinas de colapso, una cartografía de detalle de las formaciones superficiales que abarca la totalidad del valle de Alcedo. Dicha cartografía es esencial tanto para comprender el origen, desarrollo y evolución de los fenómenos de colapso del terreno y de infiltración del arroyo como para realizar un análisis hidrológico, que necesariamente ha de tener en cuenta las características físicas del área a estudiar, ya que, en la zona de trabajo, existen diversos tipos de depósitos superficiales (Fig. 9).

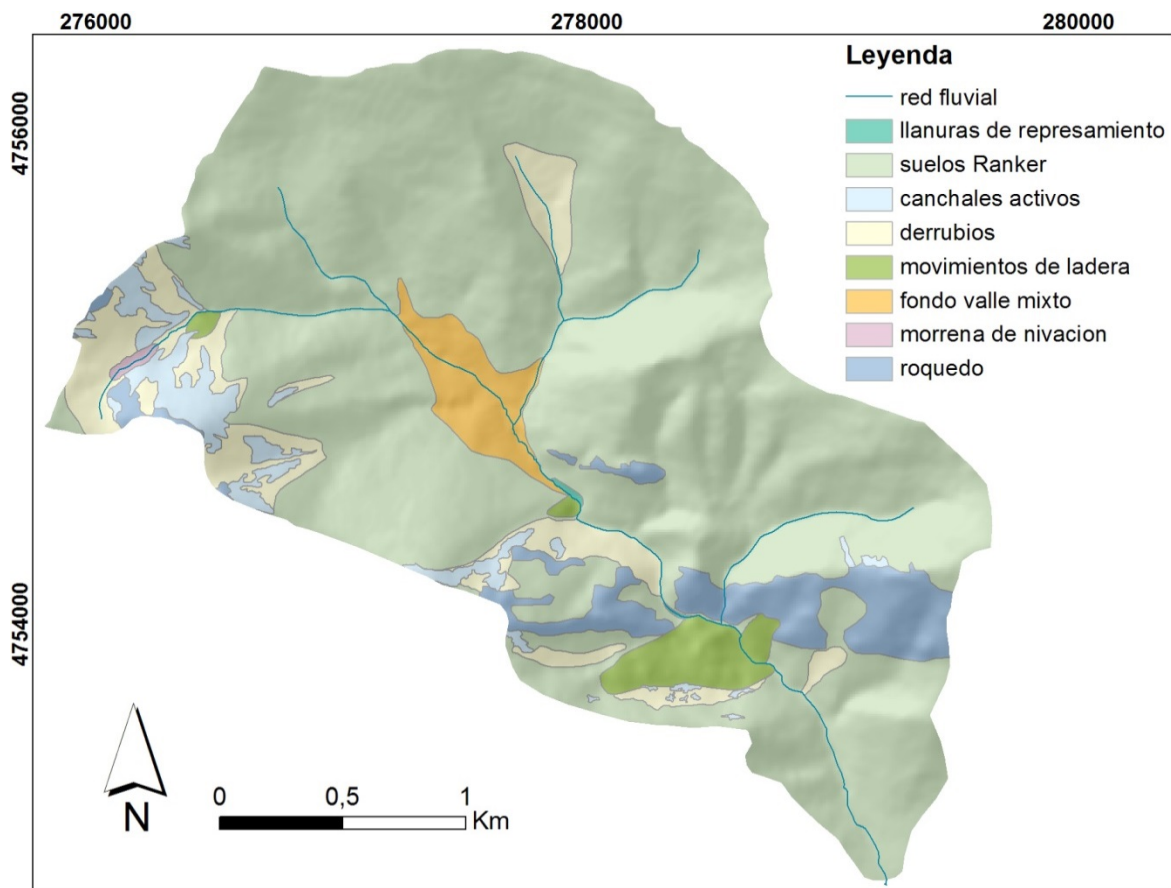


Figura 9. Mapa geomorfológico del valle de Alcedo.

La denudación de los crestos de las cuarcitas de Barrios y, en menor medida, de las areniscas de San Pedro, ha dado lugar a la formación de grandes canchales activos, situados principalmente en las laderas de orientación NE, al pie de las zonas de roquedo y ocupando en conjunto una superficie de 237.078 m². Además, en las laderas del valle

en las que predomina un sustrato cuarcítico (Fm. Barrios) aparecen depósitos de derrubios, formados por cantos cuarcíticos, angulosos, de tamaño centimétrico, embebidos en una matriz arenosa con algo de materia orgánica en superficie. En la mayor parte del área de estudio, dicho recubrimiento presenta un espesor muy pequeño (inferior a 1 m), pudiendo ser considerado como un suelo Ranker. Este tipo de suelos cubren un área de 5,32 Km² (77,42% del área del valle, constituyendo el recubrimiento superficial más abundante) (Fig. 10 A). En cambio, en las zonas de vaguada o en las partes bajas de las laderas, la mayor acumulación de dichos materiales da lugar a depósitos de derrubios importantes que, por su gran contenido en arenas, pueden funcionar como pequeños acuíferos. Dichos depósitos de mayor entidad ocupan un área de 522.088 m².

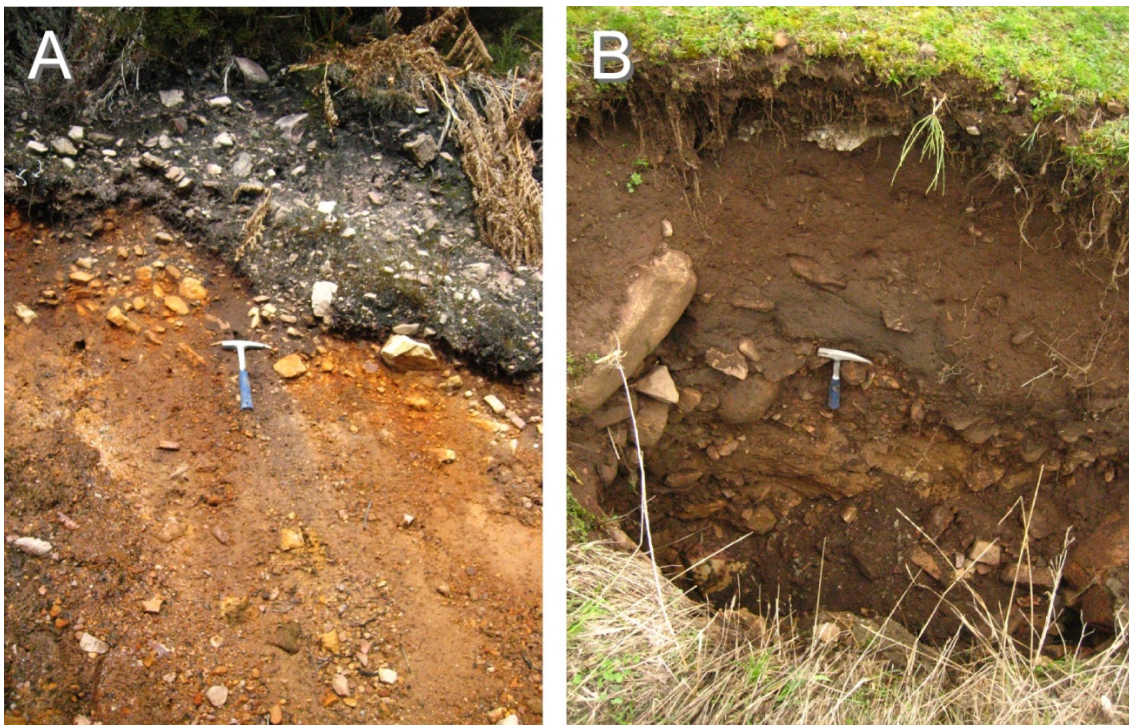


Figura. 10. A. Derrubios formados a partir de las Cuarcitas de Barrios, en cuya superficie se ha desarrollado un suelo Ranker; B. Depósitos de fondo de valle.

En las áreas de orientación NE se ha constatado la existencia de varios movimientos de ladera. El mayor de ellos, situado al sur de la zona de estudio, involucra fundamentalmente materiales pizarrosos y areniscosos pertenecientes a la Fm. Formigoso y presenta una gran extensión, caracterizada en superficie por una morfología lobulada. En los puntos en los que las masas de material deslizado han alcanzado el curso del arroyo de Alcedo, se han formado pequeñas llanura de represamiento aguas arriba de los deslizamientos (Fig. 9). En la zona media de la cuenca existe una importante acumulación de depósitos de fondo de valle de origen coluvial, aluvial y glacial, integrada por materiales de las formaciones Oville y Barrios que, en conjunto, ocupan una superficie de 198.663 m². Dichos depósitos son bastante heterogéneos y están constituidos esencialmente por cantos de tamaños diversos (milimétricos a decimétricos), de morfología subredondeada a angulosa y de naturaleza

cuarcítica, que aparecen embebidos en una matriz con abundante arcilla, arena y materia orgánica. Dentro de estos materiales se han distinguido algunos niveles formados por cantos cuarcíticos redondeados, de tamaño centimétrico, y parches de arenas, depositados por la actividad fluvial del arroyo en épocas pasadas (Fig. 10 B). En la superficie existen grandes bloques de tamaño métrico que han sido interpretados como bloques erráticos, al presentar alguno de ellos estrías glaciares, indicio de la actividad glaciaria en el área de estudio. Por último, en la cabecera de la cuenca se ha cartografiado un pequeño depósito interpretado como una morrena de nivación.

La fotointerpretación y el trabajo de campo llevados a cabo durante el presente estudio han permitido cartografiar 15 socavones o dolinas de colapso en la zona media del valle de Alcedo, de los cuales 9 se sitúan al nivel de la canalización y 6 en la ladera oeste del valle, a unos 5 m de altitud por encima del cauce principal (Fig. 11 A, B, C y D). En general, dichas estructuras de colapso presentan morfologías redondeadas y paredes subverticales (Fig. 11 C y D). No obstante, en las zonas del fondo del valle se ha producido la coalescencia de varios socavones menores, dando lugar a grandes colapsos que presentan contornos más irregulares y un mayor desarrollo en la dirección paralela al cauce del arroyo (Fig. 11 B). Las dimensiones de estas estructuras son diversas (Tabla III), variando desde los 12,9 m de longitud del socavón mayor hasta los 1,2 m de diámetro del más pequeño, y sus profundidades oscilan entre 0,8 y 5,5 m. Las visitas periódicas al área de estudio han permitido realizar el seguimiento de las estructuras, constatándose que algunas de ellas han crecido durante el periodo de investigación. En concreto, uno de los socavones situados en la ladera (socavón l) ha aumentado su diámetro en 2,10 m en el plazo de 3 meses (Fig. 12).

Tabla III

	Diámetro mayor (m)	Diámetro menor (m)	Profundidad máxima (m)	UTM X	UTM Y
a	8,20	7,70	3,40	277653	4754862
b	12,94	9,44	1,70	277699	4754785
c	2,20	1,50	1,25	277719	4754777
d	1,80	1	1	277714	4754776
e	1,70	0,95	0,8	277718	4754773
f	12,92	4,2	1,30	277706	4754772
g	1,20	0,76	2	277715	4754764
h	12,65	11,11	5,52	277723	4754758
i	8,70	1,90	1,40	277744	4754731
j	1,60	1,47	1,30	277745	4754724
k	3,13	2,10	0,80	277750	4754716
l	4,10	3,80	2,10	277744	4754712
m	3,60	2,90	1,45	277707	4754725
n	4,90	3,90	3	277716	4754719
o	8,93	7,73	2,30	277757	4754679

Tabla III. Dimensiones y coordenadas UTM en huso 30 de los socavones cartografiados en el valle de Alcedo.

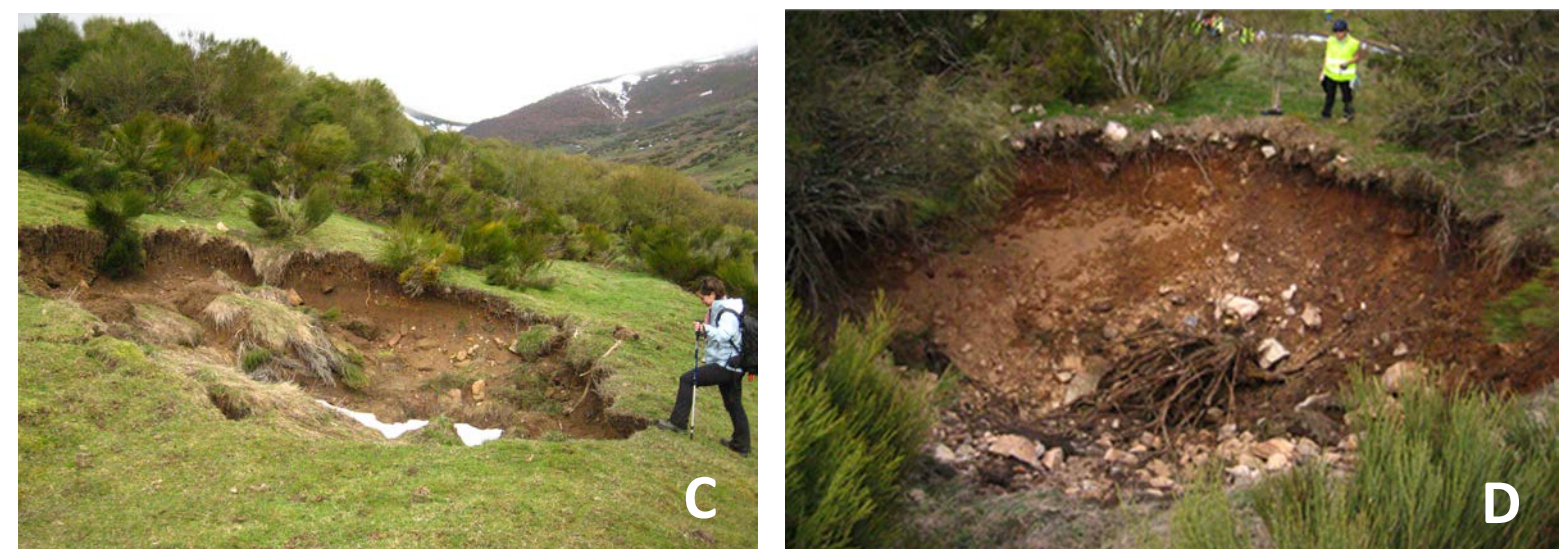
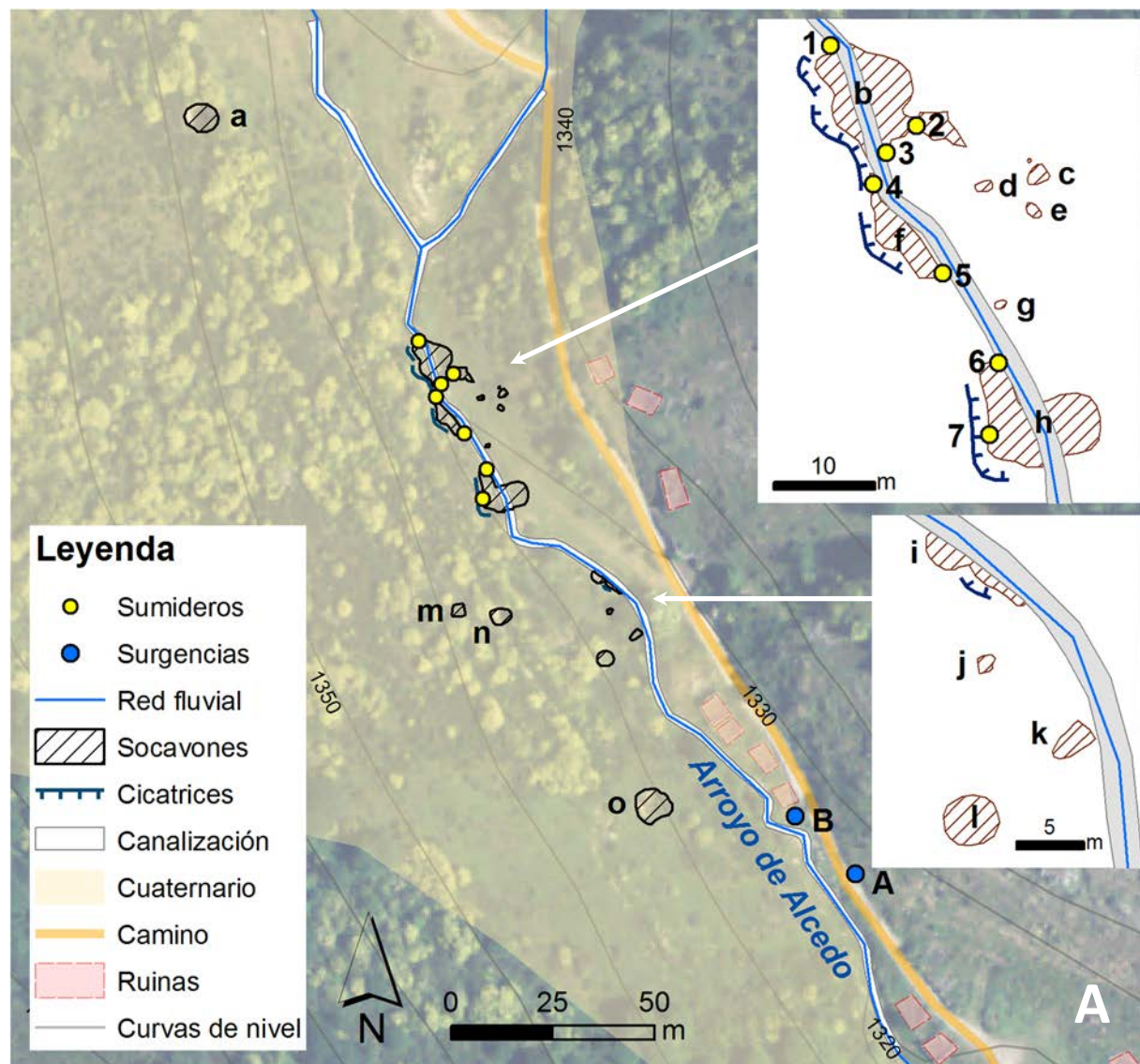


Figura 11

A. Cartografía del área de estudio que incluye: los sumideros (1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7), los socavones (a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k, l, m, n y o), las cicatrices aparecidas en el arroyo de Alcedo, la extensión de los depósitos cuaternarios de fondo de valle, la red fluvial, las surgencias (A y B) y la canalización.

B. Panorámica del curso medio del arroyo de Alcedo, afectado por procesos de infiltración (sumideros 1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7) y de colapso (socavones b, d, e, f y h) que han dado lugar al descalce de la ladera oeste del valle y a la formación de movimientos de ladera con cicatrices en sus cabeceras.

C. Vista del socavón o, en la ladera oeste del valle de Alcedo.

D. Vista del socavón a, en la ladera oeste del valle de Alcedo.



Figura 12. Crecimiento del socavón I durante el periodo de investigación. Fotos correspondientes al 07/01/2013 (A) y al 13/04/2013 (B).

Todas las dolinas de colapso cartografiadas se han generado en unos depósitos superficiales que ocupan el fondo de valle y la parte baja de las laderas, afectando a una potencia máxima de ellos de 5,5 m (Fig. 13 A). Dichos depósitos son heterogéneos y están constituidos por proporciones variables de cantos de tamaños diversos (milimétricos a decimétricos), de morfología subredondeada a angulosa y de naturaleza cuarcítica, que aparecen embebidos en una matriz con abundante arcilla, arena y materia orgánica. Alternando con estos materiales, en el fondo del valle, aparecen otros formados por cantos cuarcíticos redondeados de tamaño centimétrico y parches arenosos. En general, la matriz presenta un porcentaje de arcillas mayor en los depósitos de ladera (50% de arcillas), mientras que, en el fondo del valle, se ha

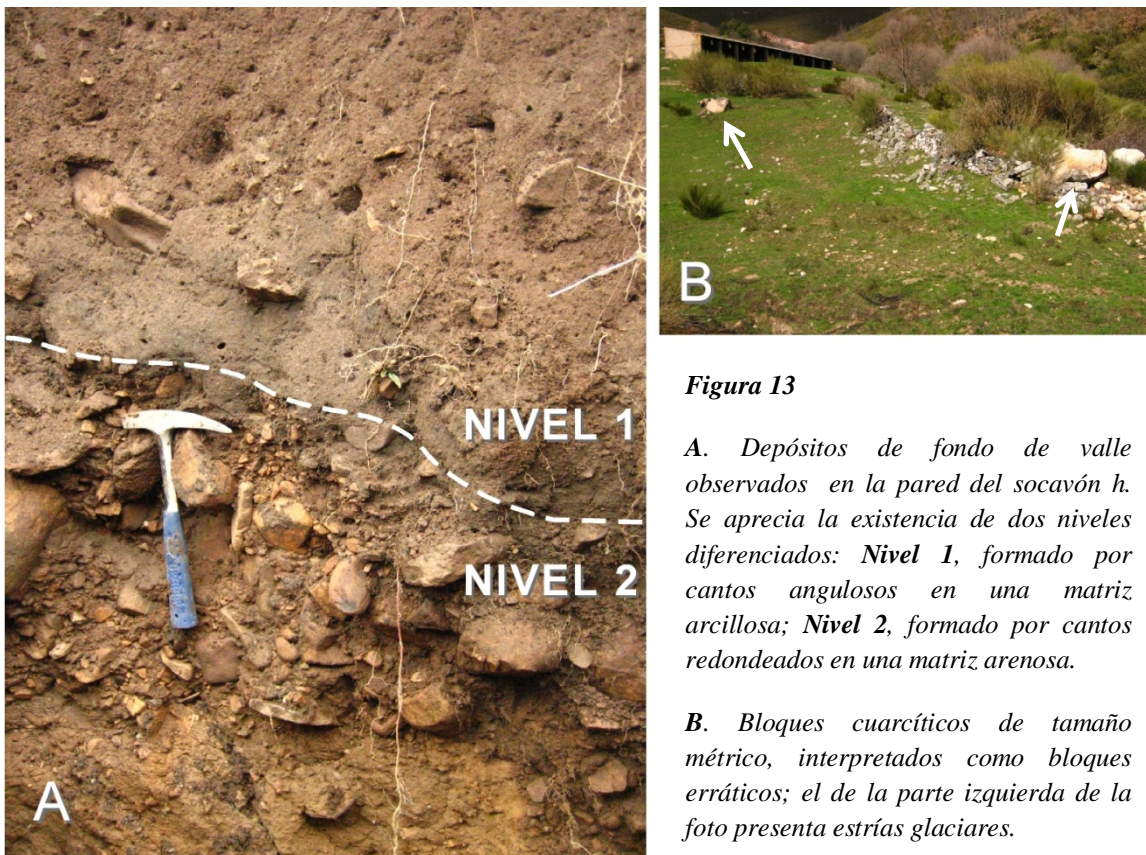


Figura 13

A. Depósitos de fondo de valle observados en la pared del socavón h. Se aprecia la existencia de dos niveles diferenciados: **Nivel 1**, formado por cantos angulosos en una matriz arcillosa; **Nivel 2**, formado por cantos redondeados en una matriz arenosa.

B. Bloques cuarcíticos de tamaño métrico, interpretados como bloques erráticos; el de la parte izquierda de la foto presenta estrías glaciares.

detectado un mayor porcentaje de arenas; en concreto, los niveles con cantos redondeados descritos anteriormente se caracterizan por una matriz totalmente arenosa. En su mayor parte, los depósitos presentan un ratio matriz/cantos alto (80% matriz-20% cantos), salvo en los niveles de cantos redondeados, con un ratio matriz/cantos bajo (20% matriz-80% cantos). Este conjunto de materiales se ha interpretado como depósitos cuaternarios de origen mixto, formados por una alternancia en el tiempo de procesos de gravedad, aluviales y glaciares. Las zonas con menor porcentaje de cantos subangulosos y matriz predominantemente arcillosa se interpretan como depósitos coluviales, formados a partir de la alteración de las pizarras y areniscas de la formación Oville, mientras que los niveles con matriz arenosa y cantos redondeados se han interpretado como de origen aluvial. La presencia de grandes bloques de tamaño decimétrico a métrico que, en algunos casos, presentan estrías glaciares, sugiere también una influencia de procesos glaciares en la génesis del depósito (Fig. 13 B).

El crecimiento de los socavones situados al pie de la ladera oeste del valle ha provocado, en algunos puntos, el descalce de la misma, originando fenómenos de deslizamiento de tierra muy superficiales que muestran cicatrices en sus cabeceras (Fig. 11 B). También se han producido importantes fenómenos de socavación de la canalización que han culminado con el hundimiento y consecuente fractura de la misma en dos puntos (Fig. 14 A y B). A su vez, uno de los colapsos que se han generado en la ladera oeste ha afectado a una captación de agua, dejando las tuberías de dicha conducción al descubierto (Fig. 14 C).



Figura 14. *A. Socavación de la canalización; B. Fractura de la canalización sobre el Socavón h; C. Captación de agua afectada por el socavón n.*

3.2 Caracterización hidrogeológica

La mayoría de los socavones situados al nivel de la canalización están conectados en su fondo con pequeños conductos kársticos. Sin embargo, no todos ellos actúan como puntos de infiltración de forma continua. A lo largo del periodo de investigación se ha constatado la existencia de 7 sumideros activos. Su funcionamiento está directamente relacionado con el caudal del arroyo, de forma que, en época de estiaje, la totalidad del flujo se infiltra por el sumidero situado a mayor cota, mientras que con caudales mayores, dicho sumidero no tiene capacidad de drenaje suficiente, por lo que parte del agua se sume en el siguiente punto de infiltración aguas abajo, y así progresivamente, produciéndose el funcionamiento conjunto de todos los sumideros sólo en episodios de grandes avenidas (Fig. 15). Las observaciones realizadas in situ han revelado que, incluso en los momentos de mayor caudal, la totalidad del mismo se infiltra por los sumideros, permaneciendo siempre seco un tramo de la canalización de unos 100 m, entre las coordenadas UTM 277816X- 4754615Y y 277673X-4754869Y (huso 30).



Figura 15. Caudal del arroyo de Alcedo en diferentes épocas del año. **A.** 18/08/2012; **B.** 07/01/2013; **C.** 18/01/2013 y **D.** 13/04/2013.

El aforo realizado en el cauce del arroyo aguas arriba del sumidero de mayor cota (Fig. 11, sumidero 1) ha permitido calcular un caudal de 180 l/s con fecha 21/04/2013.

Los fenómenos de infiltración en el arroyo de Alcedo han dado lugar a la individualización de la parte alta del valle, que actualmente constituye una subcuenca de 3,93 km² drenada por los sumideros (Fig. 16). De este modo, el caudal del arroyo procede de las precipitaciones captadas por dicha subcuenca, parte de las cuales son evacuadas directamente por la escorrentía superficial y otra parte son retenidas temporalmente por algunos depósitos de derrubios importantes que, por su gran contenido en arenas, pueden funcionar como pequeños acuíferos.

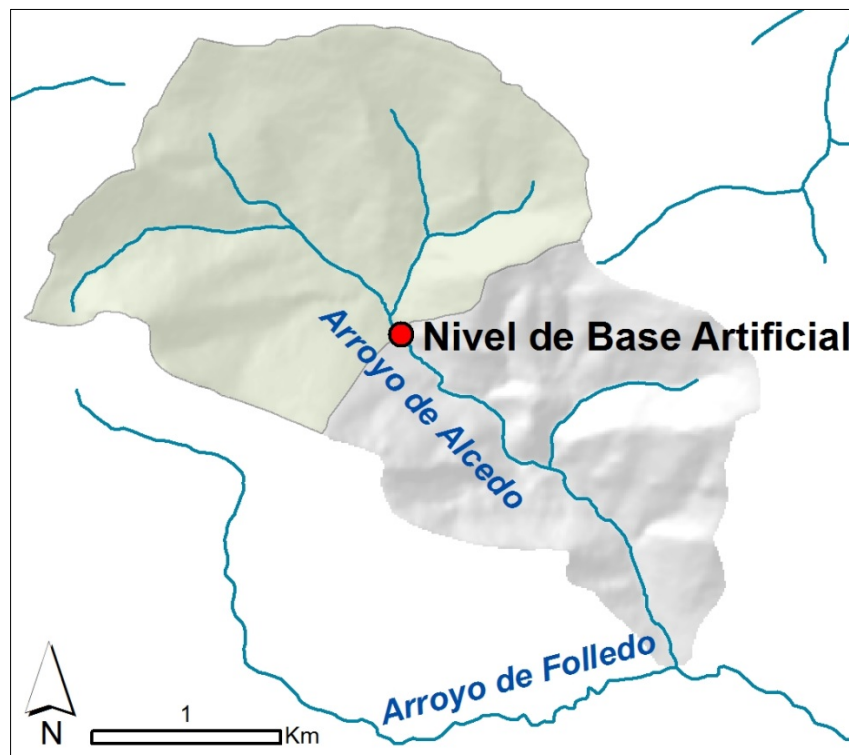


Figura 16. División del valle de Alcedo en dos subcuencas, originada por la aparición de puntos de infiltración. El área verde es la subcuenca que actualmente está siendo drenada por los sumideros objeto de estudio, que constituyen un nivel de base artificial.

Aguas abajo de la zona de los socavones existen dos surgencias cercanas entre sí (Fig. 11 A), las cuales aportan caudal al arroyo, lo que hace que el agua vuelva a circular por éste. La más importante de las dos (surgencia A) es un manantial de naturaleza estacional que surge a través de unos conductos kársticos existentes en las calizas de Láncara y cuyo aforo ha permitido establecer su caudal máximo en 146,1 l/s. El segundo manantial (surgencia B) también muestra un carácter estacional. Surge junto a la canalización del arroyo, a pocos metros aguas arriba del anterior, a través de un nivel de depósitos cuaternarios de escaso espesor (30 cm) que aparece recubriendo a las calizas de Láncara, y presenta un caudal máximo de 26,9 l/s.

Se han realizado medidas de parámetros físico-químicos de las aguas del arroyo de Alcedo y de las dos surgencias descritas anteriormente, en dos fechas diferentes. Los datos obtenidos se detallan en la Tabla IV.

Tabla IV

Parámetros	Arroyo		Surgencia A		Surgencia B	
	21/04/2013	18/01/2013	21/04/2013	18/01/2013	21/04/2013	18/01/2013
T ambiente (°C)	-	-	-	11,5	-	12
T agua (°C)	16,1	-	16,1	7,8	16,1	6,8
pH	6,9	7,2	6,77	7,42	7,11	7,5
Conductividad (µS/cm)	27,9	30	53	36	34,7	34,5

Tabla IV. Parámetros físico-químicos del agua medidos en el arroyo de Alcedo y en las surgencias A y B.

El ensayo con trazador salino se ha realizado entre el sumidero localizado a mayor cota (Fig. 11 A, sumidero 1) y las surgencias descritas anteriormente (A y B). Pasada media hora después de verter el trazador, la sonda situada en el curso del arroyo, aguas abajo de las surgencias A y B, no ha detectado la nube de sal, por lo que el resultado se ha considerado negativo. Por lo tanto, se puede deducir que el agua que aflora en dicho punto es distinta que la que se filtra en los sumideros situados aguas arriba.

3.3 Modelización mediante SIG

3.3.1 Creación de capas digitales

Se ha utilizado el programa ArcGIS 9.3 para crear cuatro capas digitales con información correspondiente a la geología, las formaciones superficiales, las pendientes y la cubierta vegetal existentes en el valle de Alcedo (Fig. 17 A, B, C y D).

La información descrita anteriormente y obtenida a partir de la caracterización geomorfológica del área se ha digitalizado, creándose una capa de formaciones superficiales con 8 categorías: canchales activos, derrubios, deslizamientos, depósitos de fondo de valle mixtos, llanuras de represamiento, morrenas de nivación, laderas cubiertas y roquedo. Se ha definido como laderas cubiertas aquellas áreas del valle que presentan un recubrimiento de sedimentos cuaternarios con un espesor menor de 1 m. Asimismo, se entiende por áreas de roquedo aquellas zonas que no presentan ningún recubrimiento (Fig. 17 C).

Además se han digitalizado la información relativa a las litologías, las pendientes y la cubierta vegetal del área, clasificándola en diversas categorías para facilitar su análisis.

En la capa que contiene la información litológica se han definido 8 categorías: calizas grises de Láncara, calizas nodulosas de Láncara, pizarras y areniscas de Oville, cuarcitas de Barrios, pizarras de Formigoso, areniscas de San Pedro, dolomías de

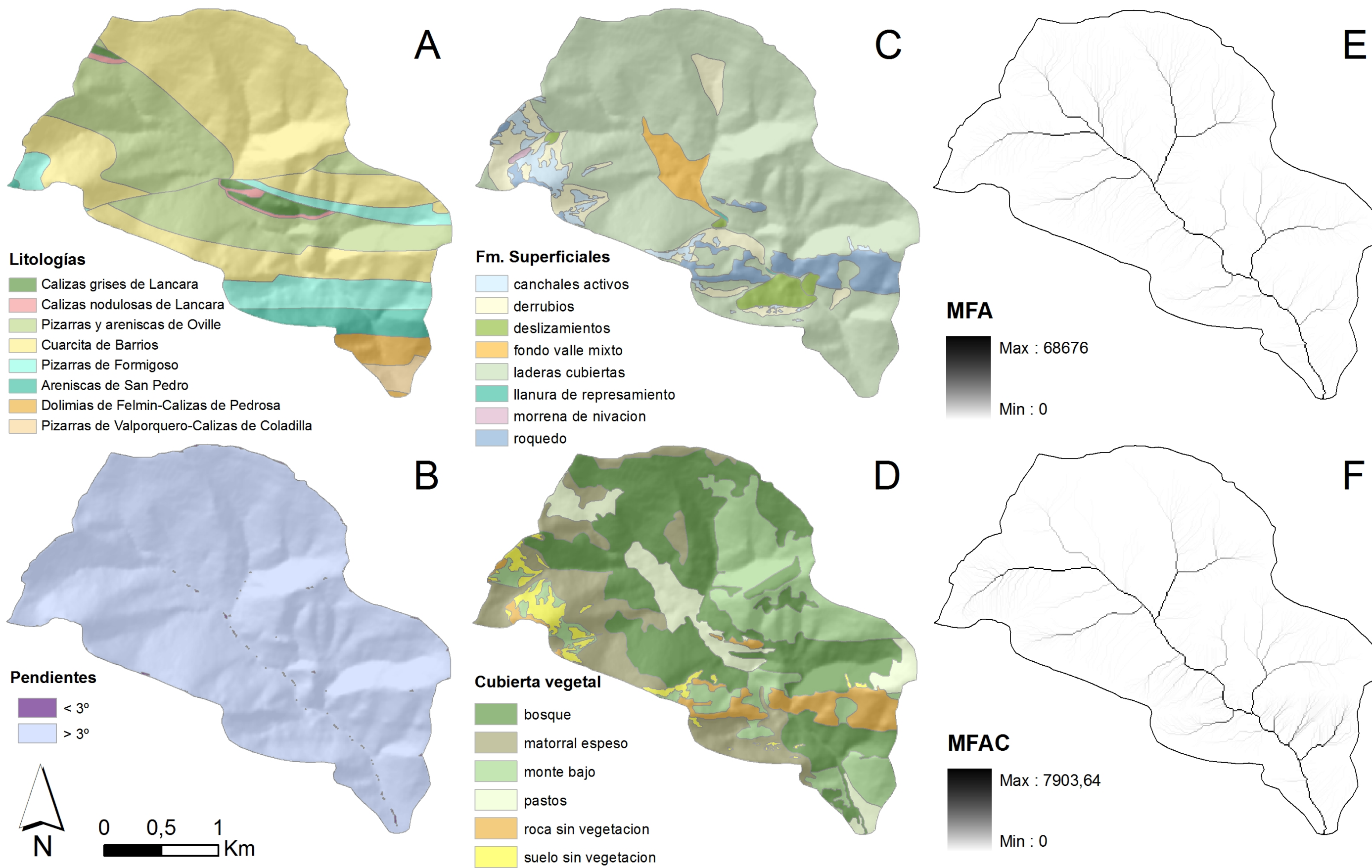


Figura 17. Mapas temáticos referentes a la litología (A), la pendiente (B), el recubrimiento superficial (C) y la cubierta vegetal (D) del valle de Alcedo, Modelo de Flujo Acumulado (MDF) y Modelo de Flujo Acumulado Corregido (MFAC) de la cuenca de Alcedo (E y F).

Felmín-calizas de Pedrosa y pizarras de Valporquero-calizas de Coladilla. El 49,45% del sustrato del valle corresponde a las cuarcitas de Barrios, que ocupan un área de 3,4 km². El segundo tipo de sustrato más común son las pizarras y areniscas de Oville, que ocupan un área de 2,01km², lo que supone el 29,30% del área de estudio. En cambio, la Fm. Láncara, de gran importancia desde el punto de vista de este trabajo, sólo ocupa un área de 178.916 m², es decir, el 2,6% de la superficie de la cuenca (Fig. 17 A).

La capa correspondiente a las pendientes se ha obtenido al reclasificar el modelo Digital de Pendientes (MDP) en dos categorías: áreas con pendientes menores y mayores o iguales a 3°. El análisis mediante SIG ha permitido determinar que sólo el 0,21% del área del valle presenta pendientes menores de 3° (Fig. 17 B).

La capa que contiene la información referente a la cubierta vegetal existente en el valle presenta seis categorías. Cuatro de ellas hacen referencia a los diferentes tipos de vegetación: bosque, matorral espeso, monte bajo y pastos, mientras que otras dos hacen referencia a las zonas sin vegetación: suelos sin vegetación (canchales) y roca sin vegetación (roquedo). La cubierta vegetal más común es el bosque, que cubre el 36,99% de la superficie de la cuenca, siendo el segundo tipo de vegetación más abundante el monte bajo, que cubre el 32,32% del área de estudio (Fig. 17 D).

3.3.2 Cálculo de la escorrentía

Se ha calculado un valor del coeficiente de escorrentía para cada una de las unidades del terreno surgidas del cruce de las capas digitales de la pendiente, la cubierta vegetal y las formaciones superficiales (Tabla V). En aquellos casos en que se ha obtenido valores del coeficiente de escorrentía negativo, estos se han asimilado a 0.

Tabla V

Pendiente %	DEPÓSITO	VEGETACIÓN	CLASE	Coef. ESCORRENTÍA
≥ 3	Canchales	-----	1	0.285
< 3	Canchales	-----	2	0.197
≥ 3	Derrubios	bosque	3	0.003
≥ 3	Derrubios	matorral denso	4	0.065
≥ 3	Derrubios	monte bajo	5	0.147
< 3	Derrubios	bosque	6	0.003
< 3	Derrubios	matorral denso	7	0.065
< 3	Derrubios	monte bajo	8	0.147
≥ 3	Fondo de valle	bosque	9	0.085
≥ 3	Fondo de valle	matorral denso	10	0.171
≥ 3	Fondo de valle	praderas	11	0.171
< 3	Fondo de valle	bosque	12	0.085
< 3	Fondo de valle	praderas	13	0.137
≥ 3	Llanura represamiento	matorral denso	14	0.171
≥ 3	Llanura represamiento	praderas	15	0.171

< 3	Llanura represamiento	matorral denso	16	0.171
< 3	Llanura represamiento	praderas	17	0.137
≥ 3	Movimientos en masa	bosque	18	0.085
< 3	Movimientos en masa	bosque	19	0.085
≥ 3	Movimientos en masa	matorral denso	20	0.171
≥ 3	Movimientos en masa	praderas	21	0.171
< 3	Movimientos en masa	praderas	22	0.137
≥ 3	Morrena de nivación	matorral denso	23	0.065
≥ 3	Roca cubierta	bosque	24	0.003
≥ 3	Roca cubierta	matorral denso	25	0.065
≥ 3	Roca cubierta	monte bajo	26	0.147
≥ 3	Roca cubierta	praderas	27	0.027
< 3	Roca cubierta	bosque	28	0.003
< 3	Roca cubierta	matorral denso	29	0.065
< 3	Roca cubierta	monte bajo	30	0.147
< 3	Roca cubierta	praderas	31	0
< 3	Roca desnuda	-----	32	0.727
≥ 3	Roca desnuda	-----	33	0.882
≥ 3	Roca desnuda	-----	34	0.802

Tabla V. Coeficientes de escorrentía calculados para las diferentes unidades del terreno definidas en el valle de Alcedo.

La corrección del Modelo de Flujo Acumulado (MFA) realizada con los coeficientes de escorrentía detallados en la tabla ha permitido obtener un Modelo de Flujo Acumulado Corregido (MFAC), que determina un comportamiento del terreno más aproximado a la realidad. La comparación entre el MFA y el MFAC permite observar que el segundo muestra una red de drenaje menor, ya que tiene en consideración las características físicas de las diferentes unidades del terreno del área de estudio. Así mismo, el número de celdas drenadas por el MFAC es menor, ya que tiene en cuenta aquellas áreas del valle con altos coeficientes de infiltración (Figs. 17 E y F).

3.3.3 Tratamiento estadístico de la base de datos de precipitaciones

El procesado estadístico de las series de precipitaciones mensuales restituidas de todas las estaciones ha permitido establecer las precipitaciones máximas y mínimas esperables en el área de estudio para un periodo de retorno de 31 años.

El yetograma de precipitaciones medias anuales de la serie 1970-2000 para el área de estudio permite detectar la presencia de 11 años húmedos, 6 años medios y 14 años secos, teniendo en cuenta que el valor medio de precipitación en la zona es de 1094 mm. El año más lluvioso de la serie es 1978, en el que se ha registrado una precipitación acumulada anual de 1463 mm, mientras que el año menos lluvioso es 1986, con una precipitación acumulada anual de 764 mm (Fig. 18). La pendiente negativa observada en la curva de desviaciones acumuladas de precipitación entre los años 1979 y 1994 ha permitido deducir la existencia de un importante periodo seco (Fig. 19).

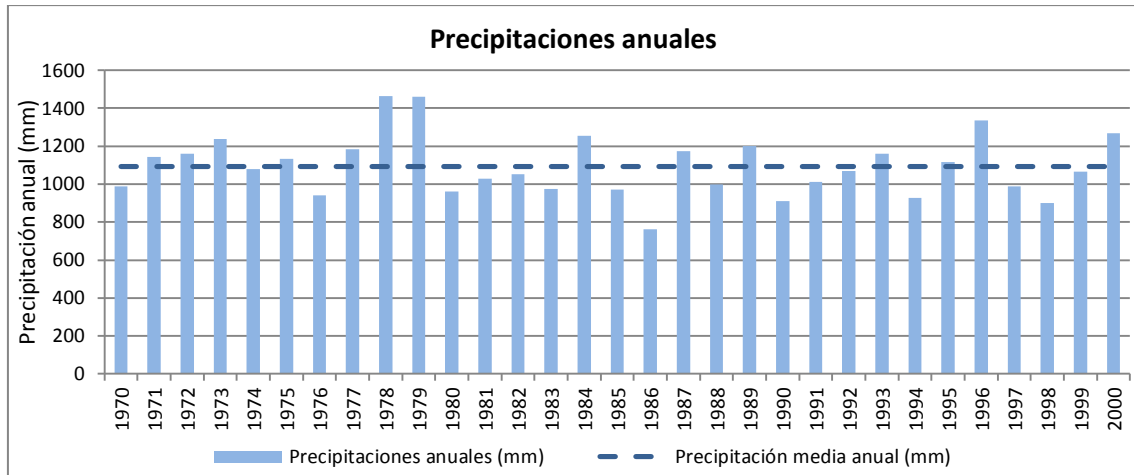


Figura 18. Precipitaciones anuales en el área de estudio y precipitación media anual para el periodo 1970-2000.

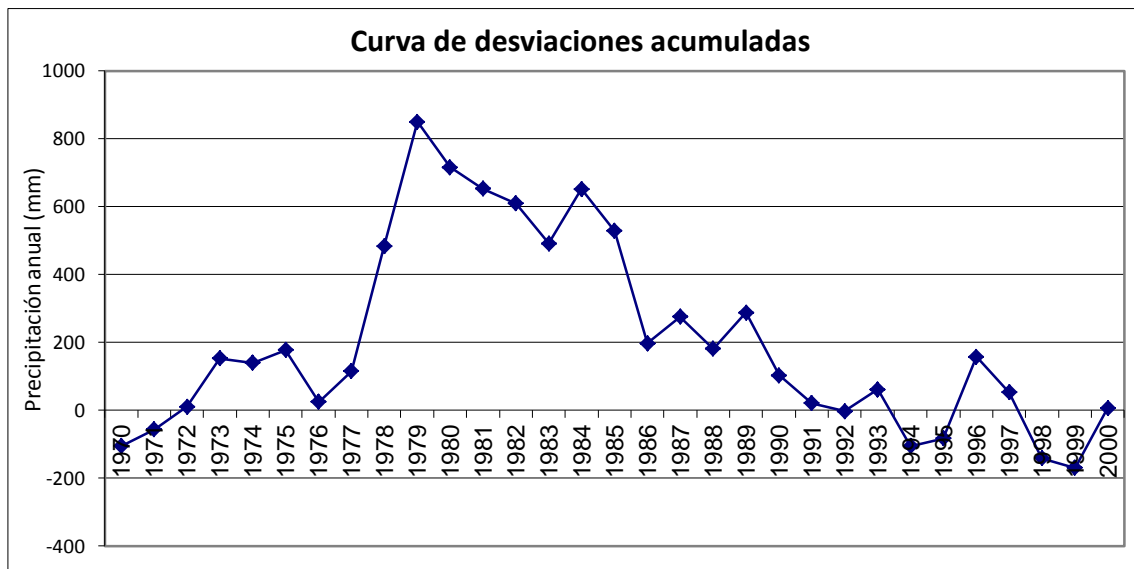


Figura 19. Curva de desviaciones acumuladas de precipitación en el área de estudio para el periodo 1970-2000.

El cálculo de las precipitaciones mensuales medias de todas las estaciones del área de estudio ha permitido determinar la distribución de las lluvias a lo largo del año. Los datos analizados muestran que, en general, diciembre es el mes que registra un mayor volumen de precipitaciones, con la salvedad de la estación de Canseco (2654), que presenta un volumen de precipitaciones mayor en noviembre. Por su parte, el mes de agosto registra el menor volumen de precipitaciones del año, salvo en el caso de los registros correspondientes a la estación de La Magdalena (2706), que muestra un volumen de precipitaciones menor en julio (Fig. 20).

En concreto, las máximas precipitaciones mensuales de la serie 1970-2000 en el área de estudio corresponden al mes de diciembre de 1978, cuando el registro medio mensual en las 10 estaciones consideradas fue de 423 mm.

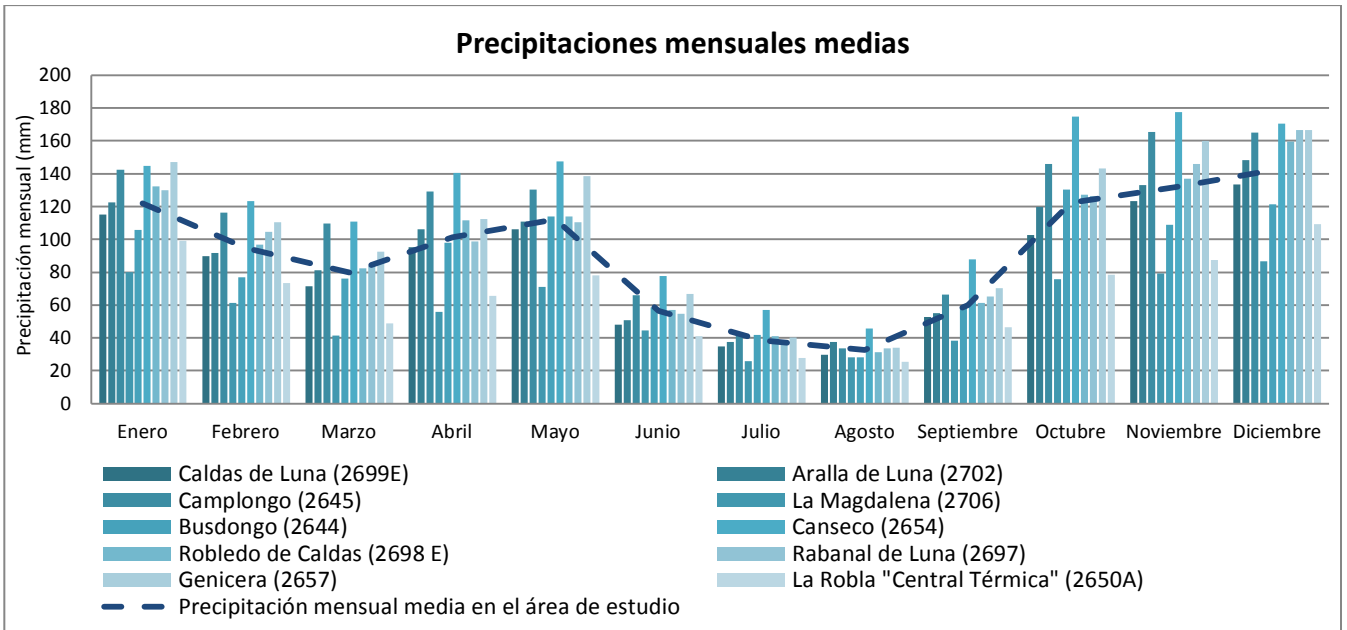


Figura 20. Precipitaciones medias mensuales en las 10 estaciones meteorológicas y precipitación media mensual del área de estudio para el periodo 1970-2000.

3.3.4 Cálculo de los caudales de infiltración

Los valores obtenidos tras el procesado estadístico de los registros han servido de base para la creación de modelos digitales de interpolación de lluvias. Con este fin se han creado 16 capas digitales de puntos con los valores de las precipitaciones en cada estación: una capa con las precipitaciones anuales en cada estación, dos capas con las precipitaciones anuales de los años más y menos lluvioso respectivamente, una capa con las precipitaciones del mes más lluvioso y doce capas con las precipitaciones mensuales medias. A partir de dichas capas de puntos se han obtenido los modelos de lluvias mediante el método IDW descrito anteriormente (Fig. 21).

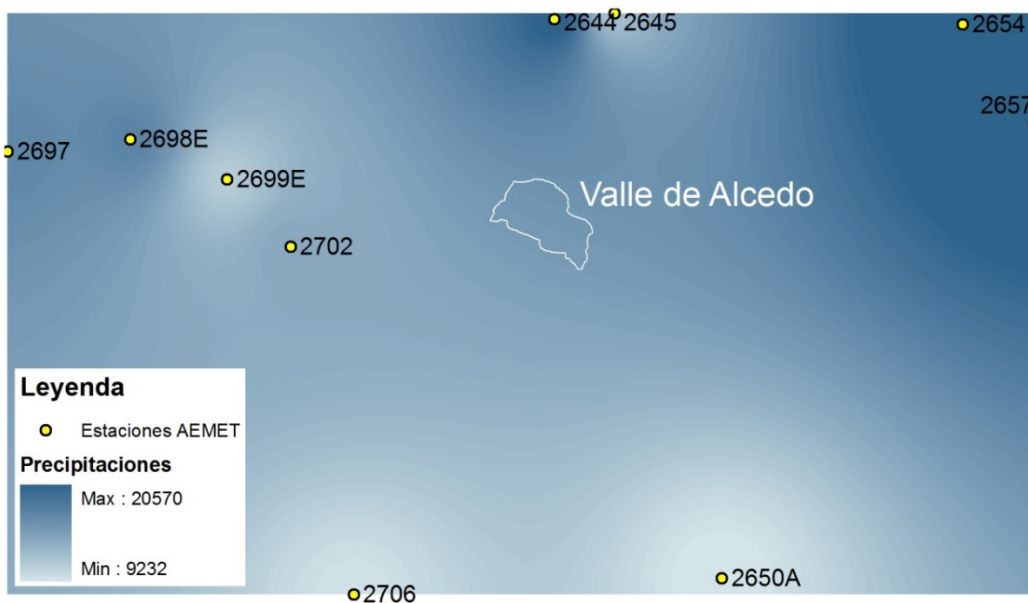


Figura 21. Modelo de lluvias del año 1978 (el más lluvioso de los 31 estudiados), creado con las precipitaciones anuales de cada estación.

El análisis combinado de los valores de precipitaciones resultantes de los modelos y del área del valle corregida en función de los coeficientes de escorrentía obtenidos anteriormente ha permitido calcular los volúmenes de escorrentía anual media, anual máxima, anual mínima, mensual media y mensual máxima para un periodo de retorno de 31 años (1970-2000) en el área de estudio (Fig. 22 A y B). Dichos valores de escorrentía se corresponden con los volúmenes infiltrados por los sumideros en cada caso.

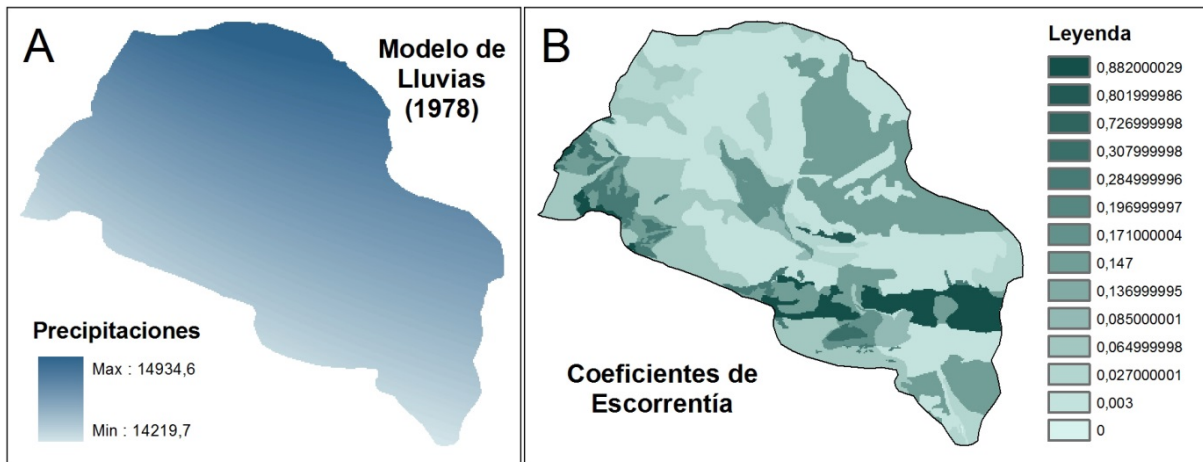


Figura 22. Capas digitales utilizadas en el cálculo de los volúmenes de escorrentía en el valle de Alcedo; **A.** modelo de lluvias del valle de Alcedo correspondiente a 1978; **B.** capa digital matricial con los diferentes coeficientes de escorrentía definidos en el área de estudio.

De este modo, se ha estimado que el volumen medio de agua que se infiltra a través de los sumideros del arroyo de Alcedo es de 308.903 m³/año. Teniendo en cuenta que el volumen de agua aproximado que recogería la cuenca en su nivel de base natural en condiciones normales es de 877.395 m³/año, se está produciendo una pérdida anual aproximada de la escorrentía superficial del 35,2%. Para el año 1978, el más lluvioso de la serie, se ha estimado un volumen anual que se habría infiltrado por los sumideros de 409.100 m³/año. A su vez, los registros del año 1986, el menos lluvioso, han permitido estimar el volumen de infiltración anual en 213.478 m³/año. Ambos valores se interpretan como los volúmenes de infiltración máximo y mínimo anuales para el periodo de retorno de 31 años contemplado en el estudio. Por su parte, el registro de diciembre de 1978, el mes más lluvioso de la serie, ha permitido estimar un volumen máximo de 114.013 m³/mes que se infiltraría por los sumideros.

El cálculo de los volúmenes de infiltración mensuales medios ha permitido realizar una aproximación a la variación del volumen de agua infiltrada a lo largo del año (Fig. 23). Según la gráfica, los mayores volúmenes de agua se infiltran a través de los sumideros en primavera y otoño.

Estos volúmenes mensuales medios de infiltración calculados se han comparado con los volúmenes medios de agua que recogería la cuenca de Alcedo en su nivel de base natural, la confluencia con el arroyo de Folledo, teniendo en cuenta las condiciones

naturales que existían antes de que el régimen hidrológico del área se viese afectado por la perforación de los túneles. Actualmente, se estima que el arroyo de Alcedo aporta al arroyo de Folledo aproximadamente un 35% menos de agua al mes (Fig. 24).

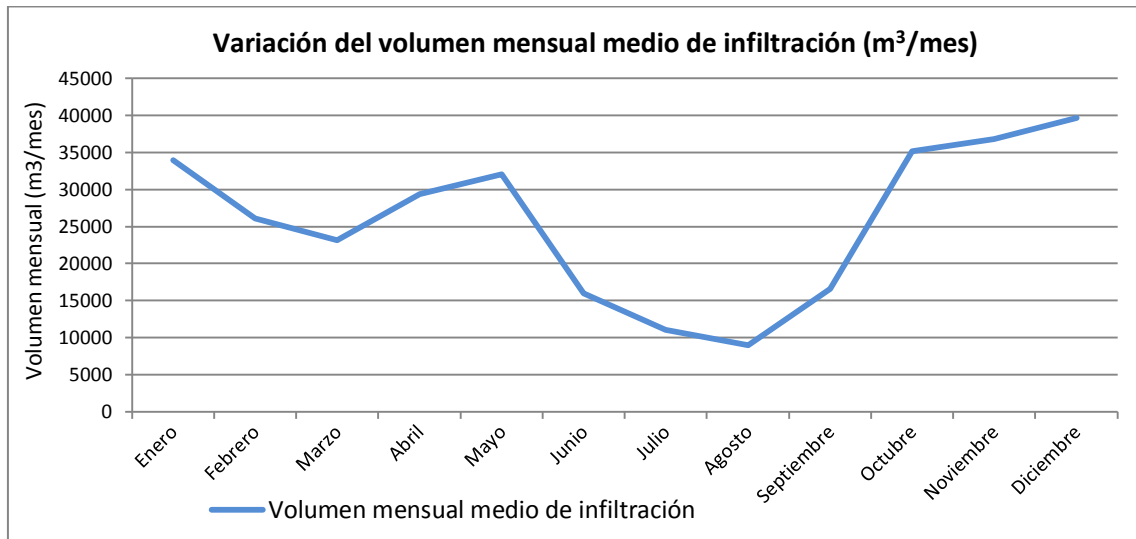


Figura 23. Variación del volumen mensual medio que se infiltra por los sumideros del arroyo de Alcedo a lo largo del año.

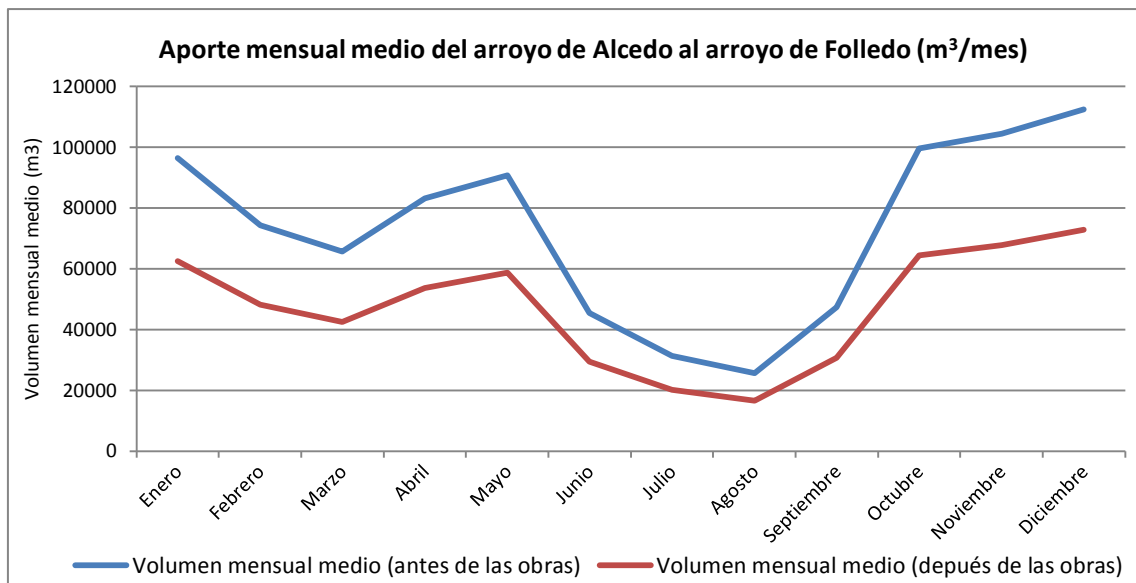


Figura 24. Variación del aporte de caudal del arroyo de Alcedo al arroyo de Folledo antes y después de la perforación de los Túneles de Pajares.

4. DISCUSIÓN

La superposición de la cartografía de los colapsos y sumideros a los mapas geológico y geomorfológico del valle de Alcedo permite comprobar que el conjunto de las formas superficiales cartografiadas se sitúan en un tramo de unos 160 m del fondo de valle del arroyo de Alcedo en el que su cauce y la traza proyectada del Túnel oeste son prácticamente coincidentes entre sí; además, atraviesan dos pequeñas escamas cabalgantes formadas por calizas de la Fm. Láncara y cubiertas en superficie por depósitos cuaternarios (Fig. 26). En los afloramientos calcáreos del área se observan gran cantidad de formas endokársticas, desde pequeños conductos hasta cavidades de tamaño métrico, lo que pone de manifiesto la importancia del desarrollo kárstico existente en las calizas de la Fm. Láncara (Fig. 25). La morfología y orientación de los conductos indican que la evolución de dicho karst está controlada por los planos de debilidad presentes en el macizo (planos de estratificación y fracturas).

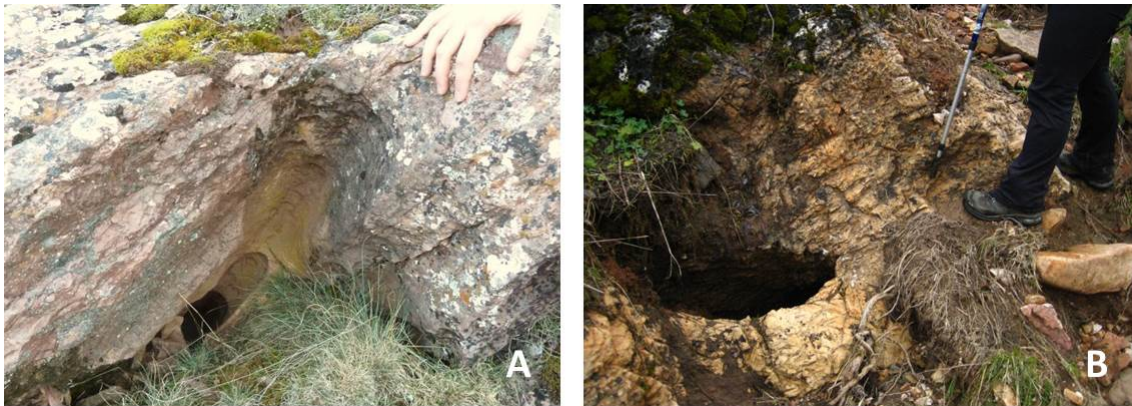


Figura 25. Conductos kársticos visibles en superficie en el área de estudio (A y B).

La aparición de dolinas de colapso y el inicio de los fenómenos de infiltración del arroyo coinciden en el tiempo con los trabajos de perforación realizados bajo el valle de Alcedo. Este hecho, unido a la asociación espacial entre dichas dolinas de colapso y los materiales calcáreos karstificados, permite plantear la existencia de una relación entre el fenómeno estudiado y la construcción de los Túneles de Pajares. El control sistemático de la evolución del nivel piezométrico en el sondeo SR-10 (junto al arroyo de Alcedo), realizado entre el 1 de julio de 2006 y el 1 de noviembre de 2008, permitió correlacionar las variaciones del nivel freático observadas y la aparición de los primeros ocho sumideros (Álvarez Díez *et al.*, 2009) (Fig. 2). De este modo, la generación de socavones podría ser explicada por la acción drenante del túnel, que provoca el abatimiento del nivel piezométrico en el acuífero kárstico existente en la caliza de Láncara y, como consecuencia, también en los materiales cuaternarios que lo recubren. La creación de un vacío, debido al drenaje del agua y al consecuente arrastre de finos en los conductos kársticos, provocaría una socavación y una pérdida de sostenimiento en la base de los materiales suprayacentes, hecho que tendría su reflejo en la superficie del terreno. Las rápidas variaciones del nivel piezométrico, causadas por la actividad humana, favorecerían los citados procesos de lavado y socavación. La morfología de los socavones y la presencia de abundantes materiales arcillosos en los sedimentos

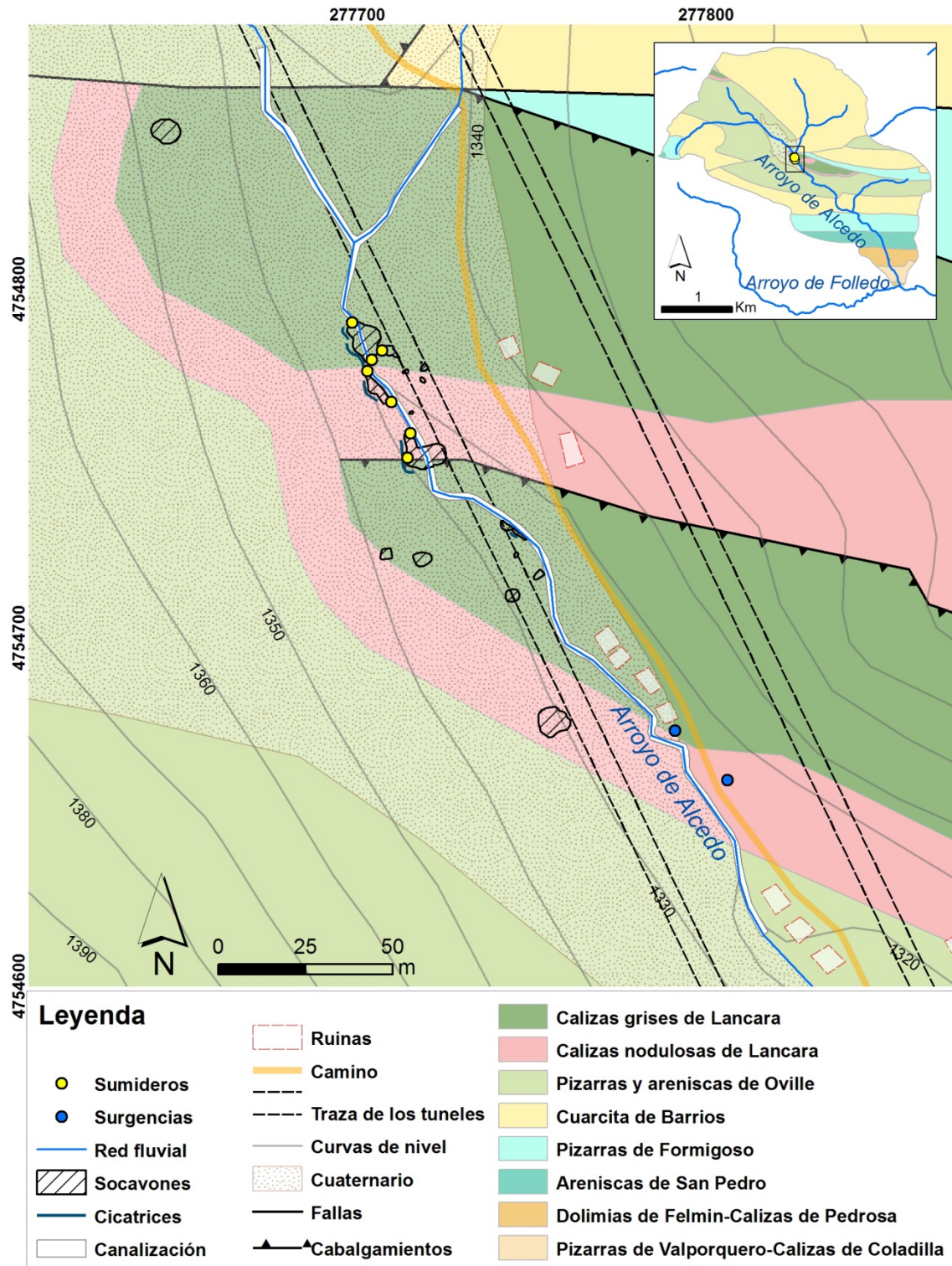


Figura 26. Mapa geológico del área de estudio (basado en Alonso et al., 1991 y en Alonso y Rubio, 2009) con la situación de la canalización, el conjunto de estructuras cartografiadas y la traza de los Túneles de Pajares.

cuaternarios, que les confieren un comportamiento bastante cohesivo, hacen pensar que dichas estructuras se han formado por un proceso de colapso repentino. Dicho colapso se habría originado al caer dentro de los conductos kársticos los materiales que los cubren. Este fenómeno se ajustaría al modelo de Tihansky (1999), según el cual el proceso se iniciaría con la formación de una pequeña socavación en la base de dichos

materiales que iría creciendo por colapsos progresivos de su techo hasta alcanzar la superficie, por lo que su tamaño aumentaría progresivamente (Fig. 27). La infiltración continua de agua hacia los conductos/sumideros kársticos a través de algunos de los socavones incrementaría los fenómenos de lavado y erosión, agravando el impacto superficial generado.

A raíz del drenado de los conductos kársticos y de la consecuente infiltración del flujo superficial a través de los mismos, el arroyo ha experimentado una modificación importante en su dinámica hidrológica, comportándose actualmente como influente o perdedor. La infiltración de la totalidad del caudal en los sumideros da lugar al aislamiento del curso alto del arroyo de Alcedo con respecto a su curso bajo, al permanecer un tramo del cauce de unos 100 m seco durante todo el año. La realización de un ensayo con trazador salino ha permitido descartar la posibilidad de que el caudal de los dos manantiales que se encuentran aguas abajo de la zona de los socavones provenga de una resurgencia del flujo superficial infiltrado en los sumideros. Teniendo en cuenta todo lo anterior, la explicación más verosímil es que el agua se infiltre a través de los conductos kársticos vacíos hasta la cota del túnel. Para comprobar esta hipótesis sería necesario realizar un ensayo de trazadores que permitiese demostrar la conexión entre los sumideros superficiales del arroyo de Alcedo y el túnel a través de conductos kársticos. En tal caso, la cabecera del valle se habría convertido en una sub-cuenca independiente con un nivel de base artificial situado a la cota del túnel.

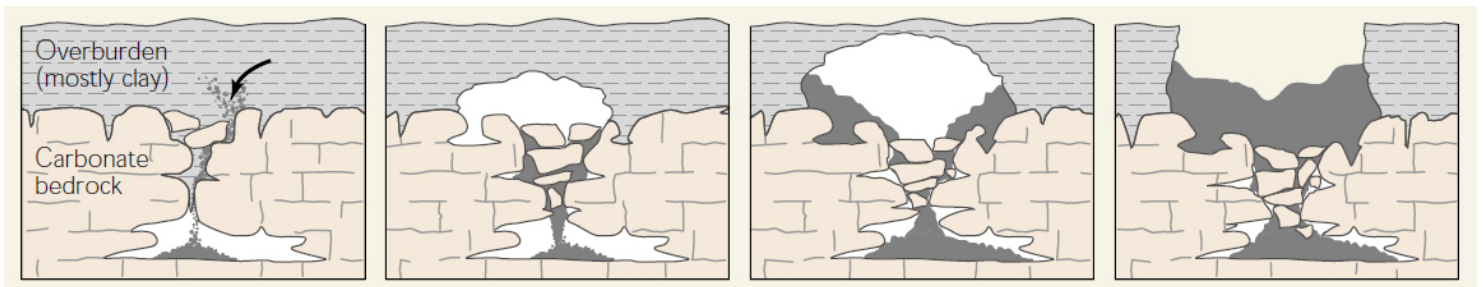


Figura 27. Proceso de formación de una dolina de colapso en un suelo arcilloso con comportamiento cohesivo (Tihansky, 1999).

En el área de estudio se han observado diferentes respuestas dentro del karst de la formación Láncara ante la alteración del régimen hidrológico que ha supuesto la perforación de los Túneles de Pajares. Mientras que en el área de los socavones el arroyo se comporta como perdedor y se infiltra, constituyendo la fuente de recarga del acuífero kárstico, aguas abajo de esa zona existen dos surgencias, también situadas en materiales calcáreos de la Fm. Láncara, que aportan agua al arroyo. Ambos manantiales, denominados surgencia A y surgencia B, presentan un comportamiento estacional paralelo, y los parámetros físico-químicos obtenidos mediante el análisis de sus aguas son similares (Tabla IV), lo que podría indicar una relación entre los mismos. La relativa similitud y constancia observadas en los valores de pH obtenidos en ambas surgencias y en las dos fechas de medición podrían servir para reforzar esta hipótesis. Las temperaturas del agua de los manantiales no parecen ser indicativas, mostrando

variaciones importantes en los diferentes momentos de medición. Los valores de conductividad eléctrica obtenidos en ambas surgencias muestran una mineralización del agua muy baja, lo que se puede interpretar como la consecuencia de un tiempo muy reducido de circulación de dicho agua a través de la formación calcárea. Según esto, el caudal de las fuentes podría proceder del drenaje de un karst de desarrollo superficial o epikarst. En ambos casos, las surgencias drenarían áreas que no presentan conexión hidráulica con la zona del karst afectada por la perforación del túnel.

Los caudales anuales medio, máximo y mínimo, mensuales medios y mensual máximo calculados para un periodo de retorno de 31 años (1970-2000) en el valle de Alcedo constituyen una buena estimación del volumen de flujo superficial que se está perdiendo por procesos de infiltración. No obstante, los modelos de escorrentía y de lluvias generados en el presente trabajo con el fin de calcular dichos volúmenes de infiltración presentan algunas limitaciones.

El cruce de las diferentes unidades del terreno (pendiente, cubierta vegetal y formaciones superficiales) definidas en el valle de Alcedo y su reclasificación en función de los coeficientes de escorrentía calculados han permitido obtener un Modelo de Flujo Acumulado Corregido (MFAC) que representa una aproximación bastante realista al comportamiento hidrológico del área de estudio. No obstante, el procedimiento seguido no tiene en cuenta la escorrentía subsuperficial ni la posible existencia de procesos de infiltración a través de las fracturas existentes en el sustrato rocoso, por lo que los valores de escorrentía obtenidos deben entenderse como una estimación.

La realización de modelos de lluvias requiere disponer de series pluviométricas de un número mínimo de 30 años en al menos diez estaciones meteorológicas. Sin embargo, muchas de las estaciones de AEMET más cercanas al valle de Alcedo carecen de registros completos, lo que ha hecho necesario utilizar datos de estaciones más lejanas. Debido a ello, parte de los datos de base provienen de puntos situados en un radio de 21 km alrededor del área de estudio, en cuencas fluviales distintas y en un rango de cotas que va desde los 945 a los 1.280 m. Esto hace que, independientemente de la variabilidad estacional, algunas estaciones registren un mayor volumen de precipitaciones durante todo el año que otras. Un ejemplo que ilustra esto es la estación de Canseco (2654), la cual muestra un comportamiento diferente al del resto de las estaciones analizadas, presentando un mayor registro de precipitaciones en noviembre, mientras que en el resto de casos el mes más lluvioso es diciembre. Por esta razón, los datos de volúmenes de infiltración obtenidos deben ser interpretados teniendo en cuenta las características de los registros de base utilizados. Considerando las particularidades de las series de datos utilizadas como base, el método escogido para la interpolación ha sido el IDW (*Inverse Distance Weighted*) (Shepard, 1968), cuya premisa de partida es que las zonas menos alejadas tendrán valores más similares que las zonas más alejadas, dando al interpolar mayor peso a las estaciones vecinas que a las más lejanas (Tobler, 1970).

La principal aportación de los volúmenes de infiltración mensuales máximos y medios estimados para un periodo de 31 años (1970-2000) en el valle de Alcedo es que, con ellos, se proporciona una estimación del volumen de agua correspondiente al flujo superficial del arroyo de Alcedo que se infiltra por los sumideros. De este modo, se puede estimar en qué porcentaje se ha reducido el aporte del arroyo de Alcedo al arroyo de Folledo. Sin embargo, los valores anuales y mensuales calculados deben ser analizados teniendo en cuenta que el régimen de precipitaciones en el área es de tipo pluvio-nival. Esto significa que las precipitaciones en forma de nieve pueden generar un retardo en la escorrentía superficial, siendo esta más importante en los meses en los que se produce el deshielo.

5. CONCLUSIONES

La perforación de los Túneles de Pajares ha supuesto una alteración del régimen hidrológico natural del área de estudio. Las variaciones del nivel freático inducidas durante el periodo de obras y el descenso general de dicho nivel, registrado en el valle de Alcedo tras el final de la perforación, han dado lugar al drenado del acuífero kárstico, existente en las calizas de la formación Láncara, y de los sedimentos cuaternarios suprayacentes.

Como consecuencia de ello se ha producido un conjunto de 15 dolinas de colapso, cartografiadas en el valle de Alcedo. Su origen se relaciona con procesos de colapso de los sedimentos cuaternarios, que presentan un comportamiento cohesivo por su alto contenido en arcillas; estas dolinas han ido incrementando su tamaño debido al lavado y erosión ejercidos por el caudal de infiltración.

El arroyo de Alcedo ha experimentado una variación en su dinámica hidrológica, convirtiéndose en influente o perdedor. Actualmente, la totalidad de su flujo superficial se infiltra a través del conjunto de sumideros aparecidos en el cauce, secando permanente el arroyo en un tramo de 100 m. De este modo, la parte alta del valle de Alcedo se ha convertido en una subcuenca separada del resto de la red hidrográfica del área. Es muy posible que el agua drenada por los sumideros se infiltre hasta la profundidad de los túneles, con lo que éstos constituirían un nuevo nivel de base artificial para la cabecera del valle de Alcedo. La canalización construida para evitar la infiltración y mantener el caudal ecológico del arroyo ha sufrido procesos de socavación y fracturación, por lo que actualmente no cumple su función, siendo necesaria su reparación.

A raíz de la construcción de los túneles, el caudal aportado por el arroyo de Alcedo al arroyo de Folledo se ha reducido aproximadamente en un 35,2 %, manteniéndose dicha disminución a lo largo de todo el año.

Teniendo en cuenta los datos de precipitación recogidos durante 31 años (1970-2000) en 10 estaciones meteorológicas próximas al valle de Alcedo, se ha estimado que el volumen medio de agua que se infiltraría a través de los sumideros del arroyo de Alcedo es de 308.903 m³/año, calculándose los volúmenes de infiltración máximo y mínimo en 409.100 m³/año y 213.478 m³/año, respectivamente. Asimismo, el volumen máximo de infiltración mensual se ha estimado en 114.013 m³/mes. Sin embargo, debido a las limitaciones de los registros de partida y del método utilizado en el cálculo, dichos valores deben entenderse como una aproximación.

6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Bastida, F., Bulnes, M., Heredia, N., Marcos, A., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A. y Rodríguez-Fernández, L.R. 2004. Zona Cantábrica. Estructura, deformación y metamorfismo. En: Vera, J.A. (ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 42-47.

Alonso, J.L. 1987. Sequences of thrusts and displacement transfer in the superposed duplexes of the Esla Nappe Region (Cantabrian Zona, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 9, 969-983.

Alonso, J.L. y Suárez Rodríguez, A. 1990. Tectónica En: Rodríguez Fernández, R.L. (ed.), *Memoria explicativa de la Hoja 103 (Pola de Gordón) del Mapa Geológico de España (E.1:50.000)*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, 79-89.

Alonso, J.L. y Rubio, A. 2009. La estructura geológica de la sección del Túnel de Pajares. En: Pando, L., Lopez Fernández, C. y De la Rubia Mir, L. (eds.), *Jornadas técnicas de la Variante de Pajares. Comunicaciones presentadas*, Universidad de Oviedo, 29-39.

Alonso, J.L., Álvarez-Marrón, J. y Pulgar, J.A. 1989. Síntesis cartográfica de la parte sudoccidental de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 18, 145-153.

Alonso, J.L., Suárez Rodríguez, A., Rodríguez Fernández, L.R., Farias, P. y Villegas, F. 1991. *Hoja 103 (Pola de Gordón) del Mapa Geológico de España (E.1:50.000)*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid.

Alonso, J.L., Marcos, A. y Suárez, A. 2009. Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc, *Geologica Acta*, 7, 451-473.

Álvarez Díez, J., Vinding Fallesen, J., Garrido Ruiz, M.S., Lombardero Barceló, M., Marcos Bermejo, F., Monge Cristóbal, J.C. y Serrano Martín, L. 2009. Hidrogeología de los Túneles de Pajares. En: Míguez Bailo, R. (ed.), *Túneles de Pajares*. ADIF, 167-208.

Álvaro, J.J., Vennin, E., Moreno-Eiris, E., Perejón, A. y Bechstädt, T. 2000. Sedimentary patterns across the Lower-Middle Cambrian transition in the Esla nappe (Cantabrian Mountains, northern Spain). *Sedimentary Geology*, 137, 43-61.

Aramburu, C. 1989. El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (NO de España). *Tesis Doctoral*, Universidad de Oviedo, Tomo I, 531 pp. (Inédita).

Aramburu, C., Truyols, J., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Zamarreño, I., García-Ramos, J.C., Suárez de Centi, C. y Valenzuela, M. 1992. El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica. En: Gutiérrez Marco, J.C., Saavedra J. y Rábano I., (eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, 397-421.

Bosch, W.J. van den. 1969. Geology of the Luna-Sil-region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 44, 137-225.

Cheng, Q., Ko, C., Yuan, Y., Ge, Y. y Zhang, S. 2006. GIS modeling for predicting river runoff volume in ungauged drainages in the Greater Toronto Area, Canada. *Computers & Geosciences*, 32, 1108-1119.

Comte, P. 1937. La série cambrienne et silurienne du León (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, París, 204, 604-606.

Comte, P. 1938. La sucession Lithologique des formations cambriennes du León (Espagne). *C. R. 71éme Congrès Soc. Sav.*, Niza, 181-183.

Comte, P. 1959. Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 60, 440 pp.

Feinstein, D.T., Dunning, C.P., Hunt, R.J. y Krohelski, J.T. 2003. Stepwise use of GFLOW and MODFLOW to determine relative importance of shallow and deep receptors. *Ground Water*, 41(2), 190-199.

Fernández Rodríguez, F.J., Menéndez Duarte, R. y Riera Valdés, R. 2002. Cálculo de Caudales Punta y diseño de Sistemas de Drenaje. Modelos Digitales de Flujo Corregido (MDFC). *Revista de Obras Públicas*, 3419, 15-25.

Ferrer, F.J. 1993. *Recomendaciones para el cálculo hidrometeorológico de avenidas*. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Ministerio de Obras Públicas, Madrid, 76pp.

Galán, L. 1990. Hidrogeología. En: Rodríguez Fernández, R.L. (ed.), *Memoria explicativa de la Hoja 103 (Pola de Gordón) del Mapa Geológico de España (E.1:50.000)*, Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, 120-121.

Garrido Ruiz, M.S., Serrano Martín, L., Míguez Bailo, R., Lombardero Barceló, M., Fernández-Serrano Sánchez, M. y Álvarez Díez, J. 2009. El Estudio Hidrogeológico de los Túneles de Pajares. En: Pando, L., Lopez Fernández, C. y De la Rubia Mir, L. (eds.), *Jornadas técnicas de la Variante de Pajares. Comunicaciones presentadas*, Universidad de Oviedo, 77-86.

Geopage, Grupo de Geomorfología y Patrimonio Geológico, Universidad de León, 27/06/2013, <http://geopage.unileon.es/desastre-ambiental-en-el-arroyo-de-folledo/>.

Gietelink, G. 1973. Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high-destructive delta-complex (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 49, 125-144.

González de Vallejo, L.I. 2002. Túneles. En: González de Vallejo, L.I. (ed.), *Ingeniería Geológica*, Pearson Educación, Madrid, 488-541.

Goodman, R.F., Moye, D.G., Van Schaikwyk, A. y Javandel, I. 1965. Ground water inflows during tunnel driving. *Bulletin International Association of Engineering Geologist*, 2(1), 39-56.

Ii, H. y Kagami, H. 1997. Groundwater level and chemistry changes resulting from tunnel construction near Matsumoto City, Japan. *Environmental Geology*, 31(1-2), 76-84.

Julivert, M. 1971a. Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *American Journal of Science*, 270, 1-29.

Julivert, M. 1971b. L'évolution structurale de l'arc Asturien. En: Technip (ed.), Histoire structurale du Golfe de Gascogne, *Publications de l'Institute Française du Pétrole*, Paris, 1, 1-28.

Julivert, M. y Martínez García, E. 1967. Sobre el contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico en la parte meridional de la Cordillera Cantábrica y el papel del Precámbrico en la orogénesis herciniana. *Acta Geológica Hispánica*, 2, 107-110.

Julivert, M. y Marcos, A. 1973. Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, north-west Spain). *American Journal of Science*, 273, 353-375.

Julivert, M., Pello, J. y Fernández-García, L. 1968. La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, 2, 1-43.

Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Nabais-Conde, L.E. 1972. *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000 Memoria explicativa*. Instituto Geológico y Minero de España, 113 pp.

Kegel, W. 1929. Das Gotlandium in den Kantabrischen Ketten Nordspaniens. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 81, 35-62.

Kitterod, N.O., Colleuille, H., Wong, W.K., Pedersen, T.S. 2000. Simulation of groundwater drainage into a tunnel in fractured rock and numerical analysis of leakage remediation, Romeriksporten tunnel, Norway. *Hydrogeology Journal*, 8(5), 480-493.

Ko, C., 2004. Storm runoff volume estimation in the Oak Ridges Moraine Area using GIS and remote sensing techniques. *Tesis Doctoral*, Universidad de York, Toronto, Ontario, 179pp.

Ko, C. y Cheng, Q., 2004. GIS spatial modeling of river flow and precipitation in the Oak Ridges Moraine area, Ontario. *Computers & Geosciences*, 30 (4), 379–389.

Lotze, F. 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92 (traducido al español en *Publ. Extr. Geol. España*, 5, 149-166).

Lotze, F. 1954. Forschungen zur Stratigraphie des Westmediterranischen Kambriums. *Jb. Akad. Wiss. Lit.*, 70-72.

Marechal, J.C. y Perrochet, P. 2003. New analytical solution for the study of hydraulic interaction between Alpine tunnels and groundwater. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174(5), 441-448.

Marquínez, J., Menéndez Duarte, R.A. y Jiménez Sánchez, M. 1990. Geomorfología. En: Rodríguez Fernández, R.L. (ed.), *Memoria explicativa de la Hoja 103 (Pola de Gordón) del Mapa Geológico de España (E.1:50.000)*, Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, 74-79.

Martínez Alfaro, P.E., Martínez Santos, P. y Castaño Castaño, S. 2005. *Fundamentos de Hidrogeología*. Mundi-Prensa, Madrid, 284pp.

Ministerio de Fomento. 1999. *Máximas Lluvias diarias en la España Peninsular*. Secretaría de Estado de Infraestructuras y Transportes, Dirección General de Tráfico, Madrid, 21pp.

Molinero, J., Samper, J. y Juanes, R. 2002. Numerical modeling of the transient hydrogeological response produced by tunnel construction in fractured bedrocks. *Engineering Geology*, 64(4), 369-386.

MOPU. 1990. *Instrucción de Carreteras 5.2-IC "Drenaje superficial"*. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Boletín Oficial del Estado, 123, 23-5-1990.

Ortiz, J., Iglesias, D., Hernández, R., De Mera, A., Gómez, M., López, J. y Ballester, A. 2001. Desarrollo de programas para el tratamiento de series hidrológicas y evaluación de aportaciones hídricas subterráneas (HIDROBAS v. 3.0). *VII Simposio de Hidrogeología. Asociación Española de Hidrología Subterránea*. Murcia, 23, 333-341.

Pérez-Estaún, A. y Bea, F. (editores). 2004. Macizo Ibérico. En: Vera, J.A. (ed.), *Geología de España*, 19-230.

Perrochet, P. 2005. Confined flow into a tunnel during progressive drilling: an analytical solution. *Ground Water*, 43(6), 943-946.

Perrochet, P. y Dematteis, A. 2007. Modeling transient discharge into a tunnel drilled in a heterogeneous formation. *Ground Water*, 45(6), 786-790.

Sdzuy, K. 1971. La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, Sección 1, Geología*, Madrid-Lisboa, 2, 769-782.

Shepard, D. (1968). A Two-Dimensional Interpolation Function for Irregularly Spaced Data. *Proceedings of the 23rd National Conference. Association for Computing Machinery*, Las Vegas, NV, USA, 517-524.

Sjolander-Lindqvist, A. 2005. Conflicting perspectives on water in a Swedish railway tunnel project. *Environmental Values*, 14(2), 221-239.

Staalduinen, C.J. van. 1973. Geology of the area between the Luna and Torío rivers, southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 49, 167-205.

Tihansky, A.B. 1999. Sinkholes, west-central Florida. En: Galloway, D., Jones, D.R. y Ingebritsen, S.E. (eds.), *Land Subsidence in the United States: U.S. Geological Survey Circular 1182*, 121-140.

Tobler, W.R. 1970. A computer model simulation of urban growth 80 in the Detroit region. *Economic Geography*, 46(2), 234-240.

Toyos, J.M., Suárez, M.A., Rodríguez Fernández, L.R. y Serrano, L. 2009. Perfil geológico a lo largo del trazado de los túneles de Pajares. *Jornadas técnicas de la Variante de Pajares. Comunicaciones presentadas*, Universidad de Oviedo, 41-52.

UNESCO. 1996. *Reservas de la biosfera: La Estrategia de Sevilla y el marco estatutario de la red mundial*, Programa del Hombre y la Biosfera, UNESCO, París, 19pp.

USDA-SCS. 1972. Estimation of direct runoff from storm rainfall. En: *National Engineering Handbook, Section 4: Hydrology*. U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington, D.C.

Vera, C. 1988. Estratigrafía y Sedimentología de los grupos Rañeces y la Vid en la Cordillera Cantábrica, (Asturias y León). *Tesis Doctoral*, Universidad de Oviedo. (Inédita).

Villa, E., Horvath, V., Martínez Chacón, M.L. y Sánchez de Posada, L.C. 1988. Datos paleontológicos y edad de la sección Villamanín (Carbonífero, C. Cantábrica, NW de España). *II Congreso Geológico de España*, Granada, 1, 377-341.

Vincenzi, V., Gargini, A. y Goldscheider, N. 2009. Using tracer and hidrological observations to evaluate effects of tunnel drainage on groundwater and surface waters in the Northern Apennines (Italy). *Hydrogeology Journal*, 17, 135-150.

Waltham, T. 2008. Sinkhole hazard case histories in karst terrains. *Quarterly Journal of Engineering Geology an Hydrogeology*, 41, 291-300.

Yang, S.Y. y Yeh, H.D. 2007. A closed-form solution for a confined flow into a tunnel during progressive drilling in a multi-layer groundwater flow system. *Geophysical Research Letter*, 34(7), L07405.

Yoo, C.S. 2005. Interaction between tunneling and groundwater: numerical investigation using three dimensional stress-pore pressure coupled analysis. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 131(2), 240-250.

Zamarreño, I. 1972. Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW de España) y su distribución paleogeográfica. *Trabajos de geología*, 5, 1-118.

Zuferri Arqué, D. y López Pita, A. 2011. Experiencia en la construcción de túneles en líneas de alta velocidad. *Tesina*, Universidad Politécnica de Cataluña, 144pp.