



Cartografía geomorfológica y análisis morfométrico de las dolinas del macizo de Fresneda-Correcillas, Cordillera Cantábrica (León)

Geomorphologic cartography and morphometric analysis of dolines in the Fresneda-Correcillas massif, Cantabrian Mountains (León)

Puente-Sierra, M.⁽¹⁾ y González-Gutiérrez, R.B.⁽¹⁾

(1) Departamento de Geografía y Geología, Universidad de León. Campus de Vegazana, s/n, 24071, León, España. mpues@unileon.es

Resumen

El macizo de Fresneda-Correcillas (León), junto con el de Valporquero, es uno de los macizos kársticos más meridionales de la Cordillera Cantábrica. En él son abundantes las formas de relieve kársticas, tanto endokárticas como exokársticas, siendo estas últimas, y más en concreto las dolinas, nuestro objeto de estudio. Los objetivos principales son la identificación y cartografía detallada de las dolinas existentes, así como su análisis morfométrico, caracterización y tipificación. El estudio se apoya en el uso de ortoimágenes, modelos digitales de elevación y en el trabajo en campo. Se han identificado y delimitado 553 dolinas, agrupadas mayoritariamente en cinco zonas a través del macizo con diferentes rasgos litológicos, estructurales y topográficos. Su superficie media en estas zonas varía entre 748,8–1396,0 m², su profundidad media entre 7,0–10,2 m y su densidad entre 118,4–369,9 dolinas por km². Estos valores de densidad son superiores a los observados en otros estudios comparables, lo que se debería a la concurrencia de varios factores morfogenéticos que potencian este tipo de desarrollo kárstico. Entre estos factores diferenciadores con otras zonas, e internamente entre las zonas del macizo, se reconocen la altitud, la topografía, los rasgos estructurales del relieve y la formación geológica, este como principal.

Palabras clave: Relieve kárstico; Dolina; Fotointerpretación; Cartografía geomorfológica; Análisis morfométrico.

Abstract

The Fresneda-Correcillas massif (León), together with the Valporquero massif, is one of the southernmost karstic massifs of the Cantabrian Mountains. Karst landforms are abundant on it, particularly the exokarst forms of medium size or dolines, focus of this study. The study uses aerial photography and digital elevation models, as well as field work, to identify and map the existing dolines, as well as analysing, characterising

and typifying their morphometry and occurrence. 553 dolines have been identified and mapped, clustered mainly in five zones of varying lithology, structure and topography. The mean surface of dolines ranges from 748,8–1.395,9 m², the mean depth from 7,0–10,2 m and their density from 118,4–369,9 dolines per km². These density values are higher than in other comparable studies, which is associated to the concurrence of many morphogenetic factors that enhance this type of karstic development. Among these differentiating factors between zones, inside the massif and with other zones outside of it, we recognise the altitude, the topography, the structural features of the relief and the geological formation, this one being the main one.

Key words: Karst landscapes; Doline; Photointerpretation; Geomorphological mapping; Morphometric analysis.

1. Introducción

Las formas de relieve kársticas son unas de las más singulares y estudiadas (Jennings, 1971). Cvijic (1893) introdujo el concepto de “karst” y asentó las bases de la geomorfología kárstica en su obra *Das Karstphänomen*. El relieve kárstico es un relieve estructural vinculado a la naturaleza calcárea de las rocas y a su reacción química ante el agua ácida, que disuelve la caliza y precipita carbonatos cuando desaparece. Como consecuencia, existen formas de relieve de disolución, deformación y precipitación, que varían según la naturaleza de la roca, los rasgos estructurales, las condiciones climáticas y la presencia de agua ácida (De Waele y Gutiérrez, 2022). Entre las formas de relieve exokársticas destacan los lapiaces (i.e. *karren*), dolinas, uvalas (o coalescencia de dolinas), poljés y valles y fuentes kársticas (De Waele y Gutiérrez, 2022).

La geomorfología del karst ha sido estudiada y descrita en manuales generales a nivel nacional (Muñoz Jiménez, 1992; Gutiérrez-Elorza, 2008) e internacional (Cramer, 1941; Monroe, 1970; Jennings, 1971). Estudios de detalle de formas exokársticas han sido realizados en el Sistema Bético (Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2016, 2023) y el Sistema Ibérico (Gracia Prieto, 1987, 1991; Martín Escorza, 1991; Gutiérrez-Santolalla *et al.*, 2005; Sánchez Fabre *et al.*, 2010; Morais y Soriano, 2017). En la Cordillera Cantábrica, la mayoría de los estudios se ubican en su parte central, muchos focalizados en los Picos de Europa (Smart, 1986; Hoyos Gómez y Herrero Orga-

nero, 1989; González Trueba, 2007; González Trueba y Serrano Cañadas, 2010; Ruiz Fernández y Serrano, 2011; Ruiz Fernández *et al.*, 2019). La vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica en su zona cantábrica (norte de la provincia de León y noroeste de Palencia) registra escasos estudios de este tipo, siendo estos enclaves puntuales (Pérez Llamazares, 1995; Barea Luchena, 2006;) o centrados en estudios geomorfológicos generales (García De Celis, 1993; González Gutiérrez, 2002; Rodríguez Pérez, 2009; Alonso, 2019; Gallinar Cañedo *et al.*, 2021).

El macizo de Fresnedo-Correcillas, junto con el de Valporquero, forman el macizo de Valporquero-Fresnedo, uno de los macizos kársticos más meridionales de la Cordillera Cantábrica. Estos macizos están separados por las hoces de Vegacervera, labradas por el río Torío. Los arroyos Moruquil y Valporquero, uno a cada lado, organizan la escorrentía, produciendo complejos sistemas kársticos desde el punto de vista hidrológico: zonas de captación como simas, dolinas, uvalas y poljés; circulación hipogea con las cuevas del Moruquil o Valporquero; y circulación epigaea a través de la surgencia del Pozo del Infierno y la resurgencia de la Covona (Del Barrio *et al.*, 1997). El macizo de Valporquero-Fresnedo ha sido estudiado por varios autores, destacando los estudios de endokarst, en especial en la Cueva de Valporquero (Altable Argüelles, 1991; Calvo, 1995), pero también en cavidades dentro del macizo de Fresnedo-Correcillas como El Rubio, La Rubia, La Forca, El Cascabel, El Moruquil y el Sil de la Columbina (Redondo Vega,

1980; Delegación Leonesa de Espeleología, 1983). Existen también otros trabajos relacionados con las formas de relieve exokársticas en este entorno (Redondo Vega, 1980; Pérez Llamazares, 1995; González Gutiérrez, 2002; Redondo Vega *et al.*, 2002; Barea Luchena, 2006).

Este estudio se centra en el macizo de Fresnedo-Correcillas, donde aparecen dos formas exokársticas de gran tamaño o poljés: el poljé del valle de Santiago y el poljé del valle del Marqués, drenado por el arroyo Moruquil hasta sumirse en la cueva homónima. A pesar del inferior tamaño de estos poljés respecto al definido tradicionalmente (Jennings, 1971), ambos reúnen las características para ser considerados poljés de pequeño tamaño (e.g. suelos aluviales llenan el fondo, geometría alargada, laderas circundantes de gran pendiente y drenaje superficial hasta sumidero). Este macizo no cuenta con ningún estudio de detalle de sus formas exokársticas de tamaño medio o dolinas, que son el objeto de este estudio. Estas “depresiones cerradas, de forma circular o elipsoidal en planta, de metros a un kilómetro de diámetro y profundidad de pocos metros a más de un centenar de metros” (Gutiérrez-Elorza, 2008) aparecen en gran cantidad en el macizo de Fresnedo-Correcillas, agrupadas formando campos de dolinas que se ubican en las principales plataformas kársticas (González Gutiérrez, 2002). Además, el estudio considera otras formas exokársticas, como las uvalas, generadas por la coalescencia de dolinas (Jennings, 1971), las dolinas capturadas, generadas por la captura del drenaje de una dolina y la apertura de sus paredes por la red fluvial (Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2014), las simas y los sumideros. Pese a no tratarse en este estudio, el macizo presenta otras formas de relieve exokárstico como campos de lapiaces, surcos y crestas calcáreos o hums (González Gutiérrez, 2002), además de otras destacadas formas geomorfológicas como conos aluviales o canales de avalancha.

Las dolinas se han clasificado tradicionalmente siguiendo criterios morfométricos, genéticos e hidrogeológicos. Monroe (1970)

diferencia dos tipos genéticos principales, las dolinas por disolución y las dolinas por colapso, aunque autores como Jennings (1971) o Bondesan *et al.* (1992) añaden las dolinas aluviales o de *sufosión* y las dolinas de subsistencia. Otros criterios de clasificación de las dolinas son los hidrogeológicos (Sauro, 2012) y los morfométricos, que ya serían introducidos por Cvijic (1893), y más recientemente reutilizados en estudios morfométricos por autores como Basso *et al.* (2013), quienes clasifican las dolinas según su forma planimétrica (circular, elíptica, subelíptica y elongada), o Bondesan *et al.* (1992), quienes las clasifican según su forma en profundidad (cono truncado, semiesfera, cono y cilindro).

La morfometría de dolinas y campos de dolinas ha sido extensamente estudiada en determinadas áreas kársticas del planeta durante el último siglo, destacando los estudios realizados por autores internacionales (Cramer, 1941; Williams, 1969, 1972a, 1972b; Jennings, 1971, 1975; Palmquist *et al.*, 1976; Day, 1978, 1983; Bondesan *et al.*, 1992; Fragoso-Servón *et al.*, 2014; Öztürk *et al.*, 2018), y nacionales (Gracia Prieto, 1987, 1991). Tradicionalmente, estas formas de relieve han sido identificadas a través de mapas topográficos o trabajo de campo, métodos que han sido actualizados y mejorados (Telbisz *et al.*, 2016) a través de la fotointerpretación y la delineación automática con fotogrametría (de Carvalho Júnior *et al.*, 2013; Rahimi y Alexander, 2013; Zhu *et al.*, 2014; Bauer, 2015; Verbovšek y Gabor, 2019; Zhang *et al.*, 2019; Manabe *et al.*, 2021; Utlu y Öztürk, 2023).

La importancia del conocimiento científico pormenorizado de las formas kársticas es notable: son formas únicas cuyo conocimiento ayuda a su conservación; ciertos macizos kársticos son importantes zonas turísticas; algunos macizos kársticos son actualmente una fuente de abastecimiento de agua; puede servir como fundamento para posteriores estudios aplicados del medio natural. En el caso de las formas kársticas del macizo de Fresnedo-Correcillas, así como de otros lugares, este conocimiento contribuye a su conservación

y a un uso racional, regulando el turismo, el abastecimiento de agua y cualquier otra actividad económica que utilice estos elementos como recursos (Martín-Duque *et al.*, 2012).

Los principales objetivos de este trabajo son: la realización de una cartografía detallada de las principales formas exokársticas cerradas de tamaño medio del macizo de Fresneda-Correcillas; el cálculo mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG) y del trabajo de campo de los principales parámetros morfométricos de las dolinas previamente cartografiadas; la caracterización morfológica de las dolinas del macizo atendiendo a su tamaño, forma, litología, emplazamiento y a factores condicionantes como el clima, la altitud, la topografía, la tectónica o la litología; el establecimiento de una tipología de dolinas del macizo en función de las divisiones zonales en las que se emplazan, caracterizando los diferentes campos de dolinas; y la contextualización de dichas caracterizaciones respecto a otros estudios comparativos.

2. Área de estudio

El macizo de Fresneda-Correcillas se encuentra al norte de la provincia de León, en la Montaña Central Leonesa, ocupando territorio (17 km²) de los municipios de Cármenes, Matallana de Torío, Valdepiélagos y Vegacervera. Junto con el macizo de Valporquero, forma parte de las estribaciones meridionales de la Cordillera Cantábrica y, desde el punto de vista geológico, de la Región Astur-Galaica del Orógeno Alpino Pirenaico (Martín-González y Heredia, 2011a), bordeando el sector septentrional de la cuenca sedimentaria del Duero (Herrero Hernández *et al.*, 2004), con altitudes que superan los 2000 m en el pico Correcillas o Polvoreda (2011 m).

Desde el punto de vista hidrográfico, el macizo de Fresneda-Correcillas pertenece a la cuenca hidrográfica del Duero y a la subcuenca del río Torío. Este curso fluvial organiza la escorrentía del macizo con una dirección N-S, mientras que el resto de los cursos fluviales

que rodean o atraviesan el macizo (Fig. 1) son afluentes por la margen izquierda. El arroyo Moruquil es el curso que avena el interior del macizo, nace al pie del pico Correcillas, fluye por el polje del valle del Marqués, se sume en la cueva del Moruquil, y emerge en la surgencia del Pozo del Infierno en las Hoces de Vegacervera, donde se une al río Torío aportando un caudal medio anual superior a 90 l/s (Redondo Vega, 1980; Barea Luchena, 2006).

Las principales litologías presentes son de origen paleozoico y de naturaleza calcárea, con hasta 9 formaciones litológicas diferentes aflorando en el macizo (Truyols *et al.*, 1994). De entre estas, las que afloran dentro del área de estudio son (Fig. 1):

- Grupo La Vid (Devónico inferior), formado por dolomías y calizas en la parte inferior (Fms. Felmín y Pedrosa) y pizarras y calizas en la parte superior (Fms. Valporquero y Coladilla). Potencia de 160 a 180 m.
- Formación Santa Lucía (Devónico inferior–medio), constituida por unos 240 m de calizas arrecifales.
- Formación Ermita (Devónico superior), formada por cuarcitas y areniscas de espesor inferior a 20 m, además de las calizas bioclásticas del Miembro Baleas de reducida potencia (2–9 m).
- Formación Alba (Carbonífero inferior), constituida principalmente por calizas rojas nodulosas o griotte cuya potencia no excede los 50 m.
- Formación Barcaliente (Carbonífero superior), forma junto a la Formación Valdeteja el conocido grupo de “Caliza de Montaña” (Wagner *et al.*, 1971). Formada por unos 250 m de calizas laminadas, oscuras y fétidas, con algunas capas (24 m) de calizas rosadas.
- Formación Valdeteja (Carbonífero superior), compuesta por potentes bancos de calizas grises masivas que en algunos lugares superan los 700 m de potencia.

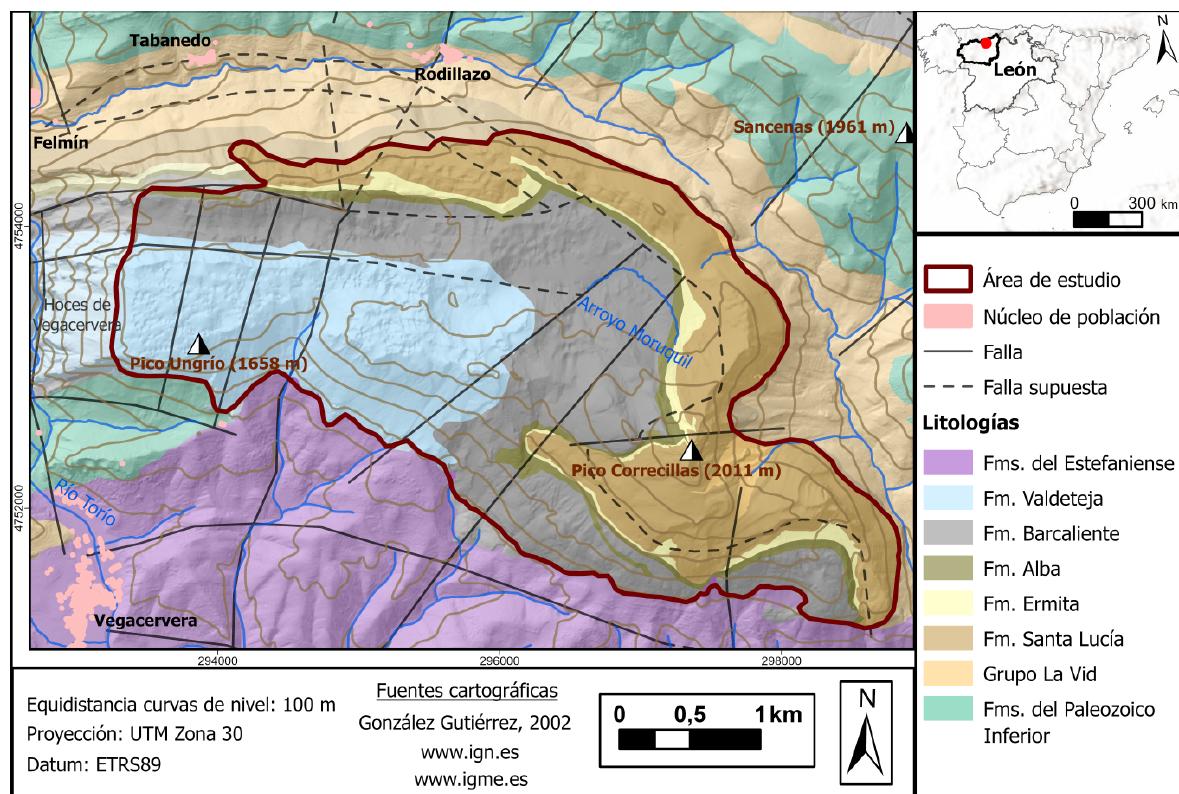


Figura 1: Localización, contexto, litología y fracturación del macizo de Fresnedo-Correcillas y su entorno.

Figure 1: Location, context, lithology and fractures of the Fresnedo-Correcillas massif and its surroundings.

Los rasgos tectónicos del macizo están vinculados con la Orogenia Varisca, momento que generó mantos y cabalgamientos, pliegues de acomodación y fallas tardihercínicas (Julivert, 1971). Estas estructuras forman parte de la Región de Pliegues y Mantos (Julivert, 1971), una de las unidades geológicas en las que se divide la Zona Cantábrica, perteneciente a su vez al Macizo Ibérico (Lotze, 1945). Además, la región se subdivide en las unidades de la Sobia-Bodón y de Somiedo-Correcillas, con varias escamas, Correcillas, Rozo y Valporquero, recorriendo el macizo de oeste a este. El sector más oriental alberga el Apilamiento del Correcillas, una sucesión de pliegues isoclínados tumbados sobre las calizas de la Fm. Valdeteja, que arman la culminación del pico homónimo a 2011 m (Truyols *et al.*, 1994). Al final de la Orogenia Varisca se produjeron fallas tardihercínicas distensivas (Truyols *et al.*, 1994) que propiciaron la deposición de sedi-

mentos continentales en cuencas estefanien-
ses, como la de Ciñera-Matallana situada al
sur del macizo (Fig. 1).

Durante el Cenozoico esta zona fue afectada por la Orogenia Alpina, que levantó y fracturó el antiguo macizo paleozoico, generando es-
tructuras falladas que son la base del relieve
estructural actual y que forman parte del Oró-
geno Alpino Pirenaico (Martín-González y He-
redia, 2011b). Así, el macizo de Fresnedo-Co-
rrecillas, junto con el macizo de Valporquero,
es un horst en cresta delimitado por cubetas
y surcos (González Gutiérrez, 2002). El macizo
está delimitado por dos fallas directrices de
dirección O-E, la falla de Valporquero al norte
y la de Vegacervera al sur. Ambas fallas levan-
tan los bloques de Valporquero y de Fresnedo
400–450 m con respecto a la cuenca de Vega-
cervera al sur y 150–200 m sobre la depresión
de Valporquero al norte. Además de estas fa-

llas, pequeñas dislocaciones N-S fragmentan el macizo y provocan un hundimiento escalonado de este a oeste (2011 m del pico Correcillas a 1644 m del Fresned a 1581 m del pico Cimero en el macizo de Valporquero). Ambos macizos (Valporquero y Fresned) están separados por una falla meridional, donde el río Torío ha labrado las Hoces de Vegacervera (Fig. 1; González Gutiérrez, 2002).

Después de la Orogenia Alpina, la acción fluvial ha aprovechado las zonas afectadas por fallas o con materiales blandos para esculpir el relieve actual, lo que añadido a la importante presencia de litologías de origen calcáreo, además de su espesor, ha propiciado un importante relieve exokárstico, con formas de relieve exokársticas como lapiaces, dolinas, uvalas, poljés, sumideros y simas (González Gutiérrez, 2002; Barea Luchena, 2006), y endokárstico (Redondo Vega, 1980; Torres Vega *et al.*, 1983; Redondo Vega *et al.*, 2002).

Los rasgos climáticos de este sector de la Cordillera Cantábrica plasman una temperatura media anual de 8,9°C y una precipitación total anual de 1131,4 mm (SIGA, 2021), correspondiéndose en la clasificación climática de Köppen (1900) con un clima “Csb” o mediterráneo oceánico, o un “clima oceánico templado de montaña” (Martín Vide y Olcina Cantos, 2001). El Atlas Agroclimático de Castilla y León (2013) indica valores diferentes para las zonas altas del macizo, con una temperatura media anual entre 5,0 y 7,9°C y una precipitación anual de entre 1200 y 1700 mm, lo que supone un clima Dsb o continental con verano seco y suave (Köppen, 1900). Estas diferencias están relacionadas principalmente a la diferencia de altitud entre ambos lugares.

La importancia del medio físico del macizo de Fresned-Correcillas se refleja en las numerosas figuras de protección del medio natural que alberga: la Reserva de la Biosfera de Los Argüellos (UNESCO, 2014); la Red Natura 2000 (Natura 2000, 2014); y el Espacio Natural Protegido de las Hoces de Vegacervera (Decreto 94/2004). Además, la importancia de los elementos geomorfológicos del macizo supone

que numerosos enclaves estén incluidos en el inventario de Lugares de Interés Geológico, como son el poljé del valle del Marqués, las Hoces de Vegacervera, el Cabalgamiento basal de la Unidad de Somiedo en Correcillas y la Sección de la Escama de Correcillas por el río Torío (IGME, 2011).

3. Metodología

La información cartográfica digital (mapas base, ortofotos, modelos digitales de elevación y bases de datos vectoriales) utilizada como base para la elaboración de la cartografía se ha obtenido de los servidores digitales del Instituto Geográfico Nacional y del Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 2003; CNIG, 2020). La principal herramienta en la elaboración de mapas y cálculo de datos y estadísticas ha sido el programa ArcMap, versión 10.8.1 (ESRI Inc., 2021).

Las formas exokársticas de tamaño medio se han identificado mediante fotointerpretación a través de ArcMap, utilizando ortoimágenes del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea del 2017 y 2020 (CNIG, 2020). Para la delineación manual de estas se ha utilizado un ráster de mapa de sombras, creado en ArcMap a partir de un Modelo Digital de Elevaciones (MDE), que a su vez es derivado de la nube de puntos LiDAR (“*Light Detection and Ranging*”) de los años 2008–2015 (primera cobertura), con una resolución de píxel de 50x50 cm. La delineación de las dolinas se ha realizado considerando su curvatura ajustada a la pendiente, método común en la delineación manual (Tebisz *et al.*, 2024). El tipo de forma y la presencia de relleno de fondo (depósitos tipo loess con desarrollo de cubierta herbácea) se han determinado mediante fotointerpretación, mientras que la litología sobre la que aparece cada una de las depresiones se ha calculado mediante una unión espacial, utilizando los mapas MAGNA de las hojas 103 y 104 como base (IGME, 2003). La longitud y anchura han sido trazadas en ArcMap (Fig. 2A), siendo la longitud (diámetro del eje mayor) una línea recta que une los puntos más lejanos de la

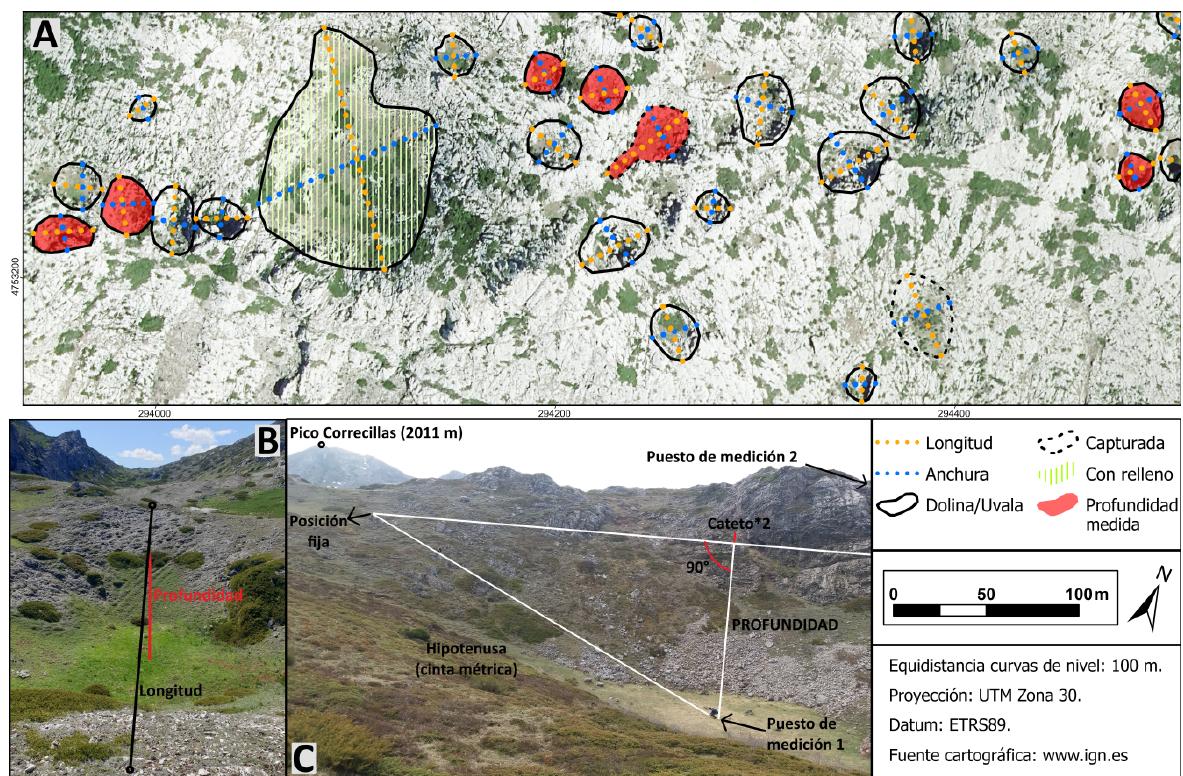


Figura 2: A) Delineación, tipificación y medición (longitud, anchura y profundidad en campo) de las depresiones cerradas del macizo de Fresnedo-Correcillas. B) Ejemplo de parámetros medidos en campo (longitud y profundidad). C) Método de cálculo de la profundidad.

Figure 2: A) Delineation, typification, and measurement (length, width, and depth during fieldwork) of the closed depressions of the Fresnedo-Correcillas massif. B) Example of field measured parameters (length and depth). C) Depth calculation method.

dolina y atraviesa su centro, y la anchura (diámetro del eje menor) una línea recta perpendicular al eje mayor que también recorre el centro de la dolina. Estas distancias son calculadas automáticamente por ArcMap, al igual que otros parámetros morfométricos como el perímetro o el área de cada depresión.

Para la realización del trabajo, el macizo de Fresnedo-Correcillas se ha dividido en cinco zonas para posterior análisis: la plataforma kárstica baja (PKB), la plataforma kárstica alta (PKA), la plataforma kárstica central (PKC), la plataforma kárstica septentrional (PKS) y la zona de poljés (ZP). Los criterios diferenciadores utilizados para esta división han sido: i) las formas exokársticas mayores en las que las dolinas aparecen (plataforma kárstica o poljé), ii) la litología sobre la que se asientan

(formaciones calcáreas del Devónico o Carbonífero), iii) los rasgos topográficos (diferente altitud, orientación o pendientes), iv) las dimensiones medias de las dolinas, consideradas pequeñas las menores de 1000 m², medianas entre 1000 y 5000 m² y grandes las mayores de 5000 m² (Gracia Prieto, 1991). Para cada zona se han calculado el área total, la altitud (media, mínima y máxima), el número total de dolinas, su superficie media en km² y la densidad o número de dolinas por km². A mayores, estos valores también se han calculado para el conjunto del macizo, clasificados en adelante como “Fresnedo-Correcillas”. Este conjunto engloba todas las depresiones presentes en el área de estudio, incluyendo las situadas en las cinco zonas y otras que por su situación no lo hacen, proporcionando una visión global al margen de la visión zonal.

La delineación manual y el cálculo de longitudes han sido validados en el campo, donde además se ha medido la profundidad de las dolinas (Fig. 2B). Este trabajo de campo se ha realizado en las cinco zonas del macizo, seleccionando una representación mínima del 5% de dolinas en cada una (desde 7,4% en la PKB hasta 15,8% en la PKC). La medición de profundidades ha consistido en el uso de cinta métrica como herramienta y la triangulación pitagórica como método de cálculo (Fig. 2C). Se ha medido la longitud de las dolinas y se ha dividido entre dos (cateto), que junto a la medida obtenida en la hipotenusa (distancia desde el mismo punto de observación hasta el punto medio en el fondo de la dolina), nos ha permitido obtener la profundidad a través de una ecuación ($a = \sqrt{h^2 - c^2}$).

La posterior clasificación morfométrica de las dolinas se ha basado en los siguientes índices:

- El índice de perforación o “*index of pitting*” (Williams, 1972a; Bauer, 2015), que relaciona la superficie ocupada por las dolinas con el área total de la zona, otorgando un valor más próximo a 1 cuanto mayor sea la perforación de la zona (1 indica una perforación total, con toda el área ocupada por dolinas).
- El índice de compacidad (Fragoso-Servón *et al.*, 2014) relaciona el perímetro de la dolina con la circunferencia de un círculo que tenga la misma superficie que la dolina, obteniendo un valor más próximo a 1 cuanto más equidimensional sea y hasta un valor de 3 en las más alargadas. Cuando el valor es superior a 1,3, la depresión kárstica se considera una uvala.
- La forma planimétrica (Basso *et al.*, 2013) proviene del índice de elongación, que relaciona la longitud con la anchura y distingue cuatro tipos de depresiones que van de más isótropas a más anisótropas: circulares ($<1,21$), elípticas (1,21–1,65), subelípticas (1,65–1,80) y elongadas ($>1,80$).
- La forma geométrica (Bondesan *et al.*, 1992) relaciona el diámetro con la pro-

fundidad y distingue las dolinas según su forma geométrica (cono truncado, semiesfera, cono y cilindro) y los objetos cotidianos a los que se asemejan (plato, artesa, embudo y pozo) en función de si la relación da un valor mayor a 5, un valor entre 5 y 2, uno entre 2 y 1,5, o un valor menor a 1,5.

- El índice de distribución espacial o vecino más próximo (Clark y Evans, 1954) analiza el agrupamiento de dolinas en cada zona del macizo de Fresnedo-Correcillas. Este índice relaciona la distancia media actual entre las dolinas con la distancia media esperada si la distribución fuese aleatoria, dando un valor de 1 o cercano cuando el agrupamiento es aleatorio, próximo a 0 cuando se da un agrupamiento máximo y próximo a 2,149 cuando es un modelo regular de distribución. Este índice también ofrece un valor crítico, que señala la probabilidad de que el patrón de agrupamiento o dispersión sea aleatorio.

4. Resultados

En el macizo de Fresnedo-Correcillas se han identificado 553 depresiones cerradas exókársticas en un área de 6,1 km², agrupadas mayoritariamente en cinco zonas (Fig. 3). Las principales depresiones son las dolinas (524, 30 de ellas capturadas), aunque también aparecen 7 sumideros, 4 simas y 18 uvalas (Fig. 4). Estas 553 depresiones, con una superficie media de 909,5 m², se extienden a través de los 6,1 km² de área del macizo, con una densidad de 90,4 dolinas por km² que cubren el 8% del macizo. La altitud en la que aparecen varía de los 1511 m a los 1816 m, siendo la altitud media 1674,1 m. De las 553 depresiones, 395 (71,4%) aparecen en las calizas grises masivas de la Fm. Valdeteja, 134 (24,2%) en las calizas laminadas oscuras de la Fm. Barcaliente y 24 (4,3%) en las restantes formaciones (Alba, Ermita y Santa Lucía). Se han identificado 69 depresiones rellenadas (12,5% del total), principalmente en la Fm. Barcaliente (55,1%).

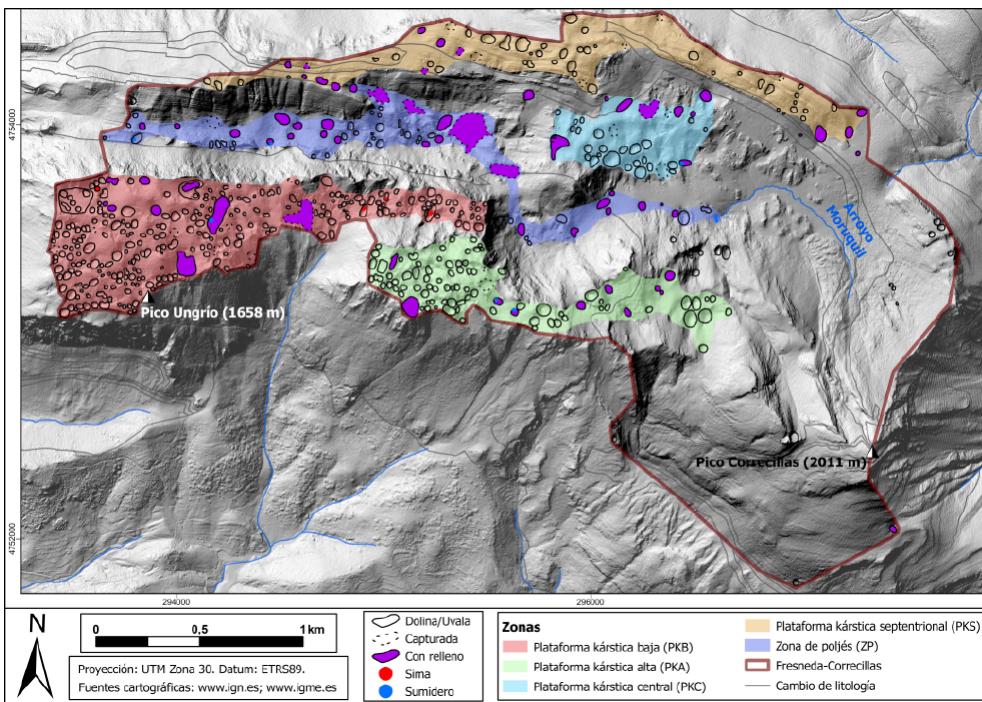


Figura 3: Depresiones cerradas kársticas estudiadas clasificadas en zonas dentro del conjunto del macizo.

Figure 3: Studied closed karst depressions arranged in zones within the overall massif.

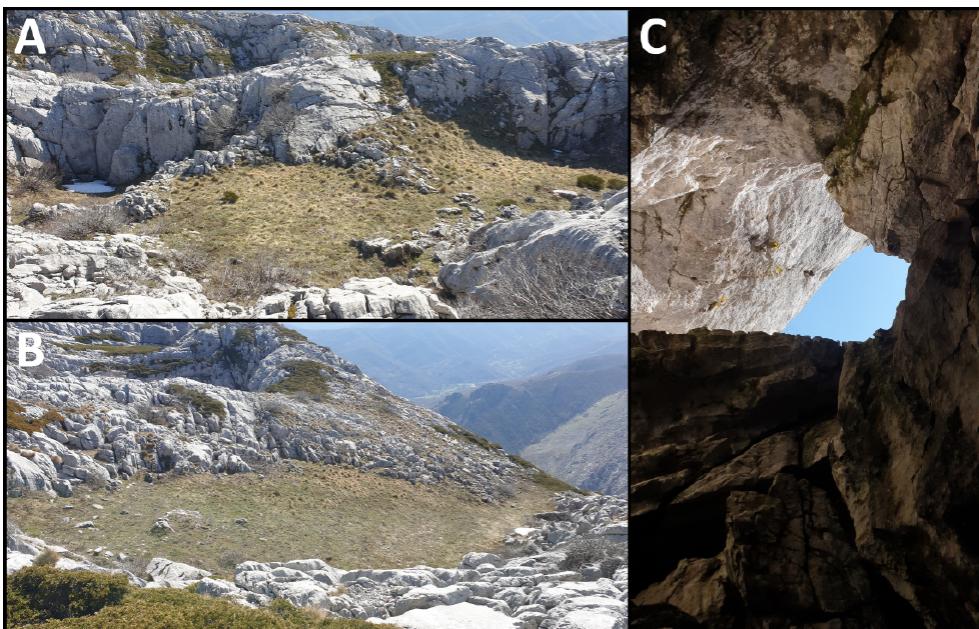


Figura 4: Imágenes representativas de los tipos de depresiones kársticas singulares presentes en el área de estudio: A) Ejemplo de uvala o coalescencia de dolinas. B) Ejemplo de dolina capturada. C) Ejemplo de sima.

Figure 4: Representative images of the singular karst depressions present in the study area: A) Example of an uvala or coalescence of dolines. B) Example of a captured doline. C) Example of a 'sima'.

4.1. Principales características zonales

Las principales características de las dolinas cartografiadas por zonas (Tabla 1) son:

- Plataforma kárstica baja (PKB): plataforma situada en el extremo occidental del macizo de Fresnedo-Correcillas, con una altitud media de 1650 m. En esta zona, dominada por las calizas masivas de la Fm. Valdeteja, se han identificado 271 dolinas de tamaño pequeño (3,3% rellenas), con 748,8 m² de superficie media, siendo la zona con las dolinas más pequeñas. Estas aparecen en gran densidad a lo largo de los 0,7 km² que ocupa la zona (369,9 dolinas por km²) y cubren un 28% del terreno.
- Plataforma kárstica alta (PKA): presenta rasgos similares a la anterior zona, con la diferencia de encontrarse a mayor altitud media (1742 m) y más al este. Se han identificado 95 dolinas (10,5% rellenas) en una zona de 0,4 km² sobre las calizas masivas de la Fm. Valdeteja, con una superficie media de 946,9 m², densidad de 250,2 dolinas por km² y una superficie total cubierta del 24% de la zona.
- Zona de poljés (ZP): se extiende a través del relleno de fondo de los poljés del valle de Santiago y del valle del Marqués, con 65 dolinas (40,0% rellenas) repartidas entre las calizas laminadas de la Fm. Barcaliente (67,7%) y las calizas masivas de la Fm. Valdeteja (32,3%) y ocupando las zonas con menor altitud del macizo (1567 m de media). Estas dolinas de tamaño medio (1330,4 m² de superficie) ocupan un 21% de la superficie de la zona (0,4 km²) y aparecen con una densidad de 154,6 dolinas por km².
- Plataforma kárstica central (PKC): pequeña plataforma kárstica de 0,2 km² de superficie localizada en la zona central del macizo, entre ambos poljés y a una altitud media de 1637 m. Las 38 dolinas identificadas (21,1% rellenas) aparecen sobre las calizas laminadas de la Fm. Barcaliente y tienen una dimensión media de 1396,0 m², ocupando un 23% del área de la zona y apareciendo con una densidad de 162,9 dolinas por km².
- Plataforma kárstica septentrional (PKS): localizada en el borde norte del macizo a 1638 m de altitud media, cuenta con 59 dolinas identificadas (20,3% rellenas), la mayoría de tamaño medio (907,3 m² de superficie media), que aparecen sobre diferentes formaciones litológicas (41 en la Fm. Barcaliente, 9 en la Fm. Alba, 3 en la Fm. Ermita y 6 en la Fm. Santa Lucía). Estas dolinas ocupan un 11% de la superficie total de la zona (0,5 km²) y su densidad es de 118,4 dolinas por km².

4.2. Morfometría de dolinas

Las principales mediciones realizadas han sido el diámetro, la anchura y la profundidad. La media de las 553 dolinas identificadas en el macizo es de 35,4 m de diámetro y 26,6 m de anchura, que varían desde diámetros y anchuras superiores en la PKC y la ZP, a valores inferiores en la PKB. El diámetro y la anchura medios en las distintas zonas es, respectivamente: 31,9 m y 23,9 m en la PKB; 36,8 m y 28,4 m en la PKS; 37,0 m y 28,7 m en la PKA; 41,6 m y 29,7 m en la ZP; y 46,2 m y 33,7 m en la PKC. La profundidad media del conjunto de dolinas del macizo es de 9,6 m, siendo esta de 7,0 m en la ZP, 8,7 en la PKS, 8,8 m en la PKC, 9,5 en la PKA y 10,2 en la PKB. Los valores de profundidad medios son inferidos de las muestras estudiadas en campo. Los 553 valores individuales (50 en el caso de la profundidad) se han extraído y representando en diagramas de dispersión (Fig. 5) que comparan la relación entre anchura y longitud y entre profundidad y longitud. La línea de tendencia muestra una relación positiva y directa en ambos casos, siendo la correlación entre anchura y longitud significativa ($R^2 = 0,76$), pero la correlación entre profundidad y longitud no lo suficiente significativa ($R^2 = 0,15$). No obstante, este índice de correlación

Tabla 1: Características morfométricas de las principales zonas del macizo de Fresneda-Correcillas.

Table 1: Morphometric characteristics of the main areas of the Fresneda-Correcillas massif.

	Plataforma kárstica baja (PKB)	Plataforma kárstica alta (PKA)	Zona de poljés (ZP)	Plataforma kárstica central (PKC)	Plataforma kárstica septentrional (PKS)	Fresneda-Correcillas
Área (km ²)	0,73	0,38	0,42	0,23	0,50	6,12
Nº dolinas	271	95	65	38	59	553
Superficie media (m ²)	748,8	946,9	1330,4	1396,0	907,3	909,5
Densidad (Dolinas/km ²)	369,9	250,2	154,6	162,9	118,4	90,4
Formación litológica principal	Fm. Valdeteja (100%)	Fm. Valdeteja (99,0%)	Fm. Barcaliente (67,7 %)	Fm. Barcaliente (100%)	Fm. Barcaliente (69,5%)	Fm. Valdeteja (71,5%)
Superficie ocupada por km ²	0,28	0,24	0,21	0,23	0,11	0,08
Índice de perforación (Williams, 1969)	3,6	4,2	4,9	4,4	9,3	12,2
Elevación media (m.s.n.m.)	1649,9	1741,6	1568,9	1636,9	1638,4	1674,1
Diámetro medio (m)	31,9	37,0	41,6	46,2	36,8	35,4
Anchura media (m)	23,9	28,7	29,7	33,7	28,4	26,6
Profundidad media (m)	10,2	9,5	7,0	8,8	8,7	9,6
Compacidad media (Fragoso-Servón <i>et al.</i> , 2014)	1,051	1,036	1,070	1,051	1,043	1,049
Forma planimétrica (Basso <i>et al.</i> , 2013) ci- circular; el- elíptica; sb- subelíptica; en- elongada	43,5% ci; 44,7% el	51,6% ci; 37,9% el	44,6% ci; 35,9% el	39,5% ci; 44,7% el	49,2% ci, 44,0% el	45,8% ci; 42,0% el; 5,2% sb; 7,1% en
Forma en profundidad (Bondesan <i>et al.</i> , 1992) pl- plato; a- artesa; e- embudo; p- pozo	65% a; 20% e; 15% p	87% a; 13% e	66% pl; 33% a	17% pl; 83% a	20% pl; 80% a	14% pl; 70% a; 10% e; 6% p
Índice de distribución espacial (\bar{R}) (Clark y Evans, 1954)	1,281	1,343	1,394	1,242	1,523	0,892

es mayor en las distintas zonas ($R^2 = 0,24$ en la ZP; $R^2 = 0,28$ en la PKB; $R^2 = 0,43$ en la PKS; $R^2 = 0,60$ en la PKA; y $R^2 = 0,84$ en la PKC, zona donde la correlación es mayor).

A través del perímetro y área de las dolinas se han deducido el índice de perforación o “*index of pitting*” (Williams, 1969; Bauer, 2015) y el índice de compacidad (Fragoso-Servón *et al.*, 2014). El índice de perforación obtenido para el macizo es de 12,2, siendo de entre las zonas la menos perforada la PKS (9,3), seguida por la ZP (4,9), la PKC (4,4), la PKA (4,2) y finalmente la PKB (3,6), la zona más perforada.

Por su parte, el índice de compacidad media para las 553 dolinas del macizo de Fresneda-Correcillas es de 1,049, que zonalmente varía desde 1,036 en la PKA, zona con el mayor valor de compacidad donde las dolinas son más equidimensionales, hasta 1,070 en la ZP, zona con menor compacidad donde las dolinas son más anisótropas. El índice de compacidad medio en la PKS es 1,043 y 1,051 en la PKB y la PKC.

La clasificación morfométrica se ha realizado según la forma en plano (Basso *et al.*, 2013) y la forma geométrica de las dolinas (Bonde-

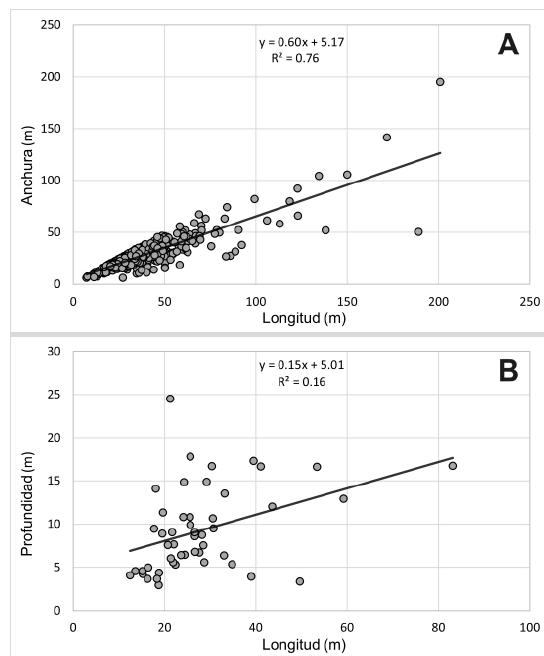


Figura 5: A) Diagrama de dispersión de anchura contra longitud. B) Diagrama de dispersión de profundidad contra longitud.

Figure 5: A) Width versus length scatterplot. B) Depth versus length scatterplot.

san *et al.*, 1992). Respecto a la forma en plano destacan las dolinas circulares (45,8%) y elípticas (42,0%), con las subelípticas (5,2%) y elongadas (7,1%) menos presentes a lo largo del macizo de Fresneda-Correcillas. La PKA y la PKS destacan por contar con un gran porcentaje de dolinas circulares (51,6% y 49,2% respectivamente), mientras que la PKC solo cuenta con un 39,5% de estas dolinas. Las dolinas elípticas predominan en la PKB y la PKC (44,7% en ambas zonas), mientras que la ZP solo cuenta con un 35,9% de estas dolinas. Aunque con poco peso absoluto, destaca una mayor presencia relativa de dolinas subelípticas en la PKC (11%) y de dolinas elongadas en la ZP (15%). Respecto a la forma geométrica (Bondesan *et al.*, 1992) destaca la artesa como el tipo de dolina predominante en el macizo (70% del total), seguidas por las dolinas en forma de plato (14%), embudo (10%) y pozo (6%). Estos valores varían entre las distintas zonas del macizo (Fig. 6; Tabla 1). En

la ZP destacan las dolinas en forma de plato (66%), que también aparecen en la PKS y la PKC (20% y 17% respectivamente). Las dolinas en forma de embudo solo se han localizado en la PKB y la PKA (20% y 13% respectivamente), mientras que las dolinas en pozo se limitan exclusivamente a la PKB (15%). La proporción en que estas formas geométricas aparecen es inferida de las 50 muestras estudiadas en campo.

Finalmente, el índice de distribución espacial o vecino más próximo (Clark y Evans, 1954) muestra un agrupamiento conjunto de las dolinas del macizo de Fresneda-Correcillas de $\bar{R} = 0,89$ (Tabla 1), próximo a 1, lo que supondría un agrupamiento aleatorio con tendencia al agrupamiento. Zonalmente, los valores obtenidos van desde $\bar{R} = 1,24$ en la PKC, $\bar{R} = 1,28$ en la PKB o $\bar{R} = 1,34$ en la PKA hasta $\bar{R} = 1,39$ en la ZP o $\bar{R} = 1,52$ en la PKS. Todas las zonas tienen una distribución aleatoria que tiende a la dispersión. El valor crítico en todos los casos es inferior al 1%.

5. Discusión

5.1 Relación entre características morfométricas y sus posibles factores morfogenéticos

Las 553 depresiones cerradas exokársticas de tamaño medio identificadas y cartografiadas en el macizo de Fresneda-Correcillas deben ser contextualizadas en su entorno físico para trazar relaciones preliminares entre los parámetros morfométricos y sus factores morfogenéticos. Así, un factor determinante en la forma y distribución de las dolinas es la formación geológica sobre la que asientan. Las dos formaciones litológicas principales (Fms. Valdeteja y Barcaliente) se reparten la mayoría de las dolinas (71,5% y 24,2% respectivamente), dejando al resto de formaciones litológicas con el restante 4,3% de dolinas (1,6% en la Fm. Alba; 1,3% en la Fm. Ermita y 1,4% en la Fm. Santa Lucía), insuficiente para realizar conclusiones de efecto sobre estas lito-

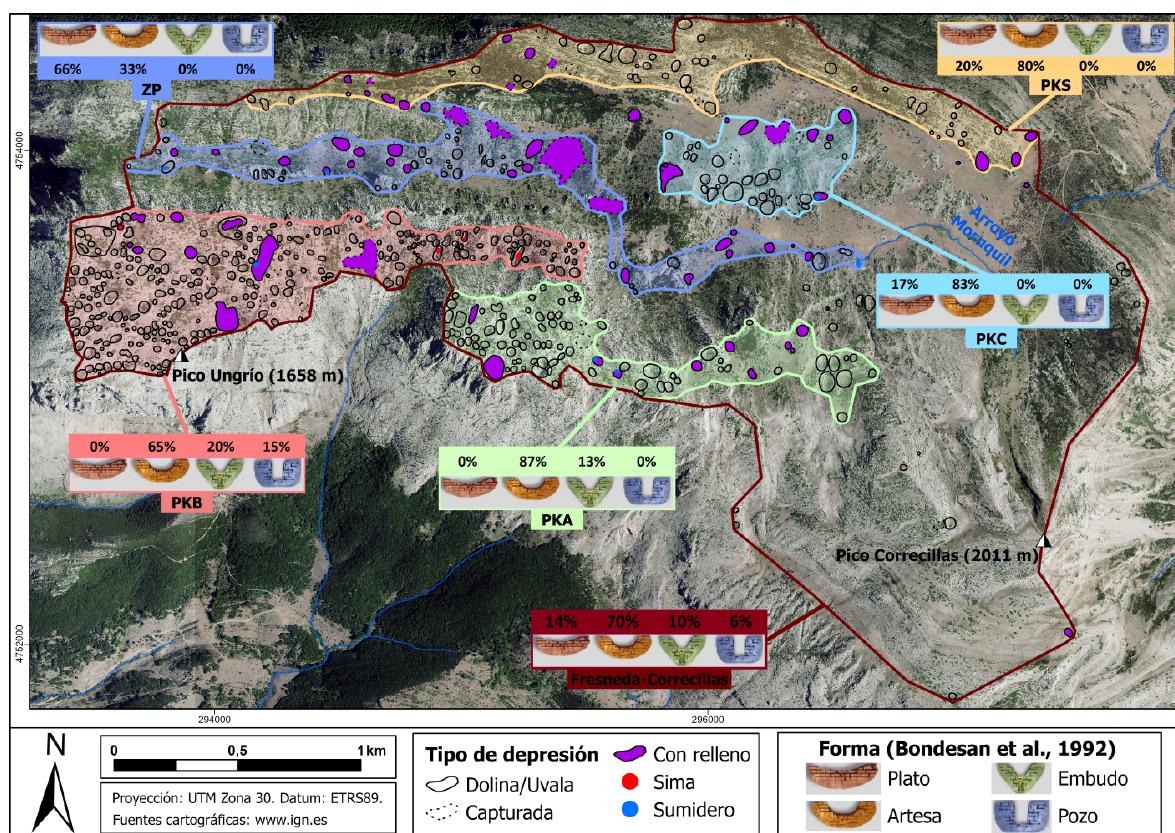


Figura 6: Dolinas según forma en profundidad (Bondesan *et al.*, 1992) por zonas y para el conjunto del macizo.

Figure 6: Dolines according to shape in depth (Bondesan *et al.*, 1992) by zones and for the overall massif.

logías. Las zonas donde predominan las calizas masivas de la Fm. Valdeteja (PKB y PKA) presentan un menor número de dolinas con relleno de fondo, una mayor densidad de dolinas, un mayor índice de perforación y una mayor superficie del área total ocupada por estas, mientras que las zonas donde predominan las calizas laminadas de la Fm. Barcaliente (ZP, PKC y PKS, donde también aparecen otras formaciones) presentan valores menores. Otros valores morfométricos, como la superficie media de las dolinas, el diámetro y la anchura son menores en las calizas masivas que en las calizas laminadas, aunque no la profundidad, que es menor en las calizas laminadas. Estas diferencias se reflejan en las distintas formas en profundidad (Fig. 6): mayor cantidad de dolinas en embudo y pozo sobre la Fm. Valdeteja, mientras que las dolinas en forma de plato predominan en la Fm.

Barcaliente. La diferente naturaleza de las dos litologías dominantes (bancos métricos en la Fm. Valdeteja contra las capas decimétricas en la Fm. Barcaliente), su diferente grado de fisuración y sus cambios de facies entre niveles de naturaleza kárstica y niveles impermeables (Sánchez Fabre *et al.*, 2010) podrían ser las principales razones de estas diferencias, condicionando la intensidad y distribución de la percolación y, en definitiva, de disolución de la masa calcárea.

Diferencias geológicas similares han sido observadas en la cordillera Velebit de Croacia (Sauro, 2012), donde las dolinas desarrolladas sobre calizas masivas son más profundas y sin relleno de fondo (capturando grandes cantidades de nieve en invierno que acelerarían su evolución al derretirse), mientras que las que estaban sobre calizas sensibles a la

gelación aparecían cubiertas por rellenos de fondo (depósitos tipo loess). Estas diferencias geológicas ya han sido señaladas en el macizo de Valporquero por Barea Luchena (2006) para las dolinas formadas sobre la Fm. Barcaliente y la Fm. Valdeteja. El autor comparó la cantidad, el tamaño, la forma, los bordes, el fondo y el relleno de unas y otras (Tabla 2), presentando similitudes con lo observado en el macizo de Fresnedas-Correcillas (Fig. 2B y 2C como ejemplos de la Fm. Barcaliente y Fig. 4A, 4B y 4C como ejemplos de la Fm. Valdeteja). Su clasificación es coincidente, si bien las dolinas en la Fm. Valdeteja sí sobrepasan los 20 m de diámetro en la mayoría de los casos en nuestro estudio (31,9 m en la PKB y 37,0 m en la PKA de media).

Tabla 2: Diferencias entre las dolinas de las formaciones Barcaliente y Valdeteja. Adaptada de: Barea Luchena (2006).

Table 2: Differences between the dolines of the Barcaliente and Valdeteja formations. Adapted from: Barea Luchena (2006).

	Formación Barcaliente	Formación Valdeteja
Cantidad de dolinas	Menor	Mayor
Tamaño	Medio, algunas > a 100 m	Pequeñas, < 20 m
Forma	Redondeadas	Embudo
Bordes	Suaves	Abruptos
Fondo	Plano	Sinuoso y con presencia de grandes bloques
Relleno	Arcillas de calcificación y materiales detriticos	Bloques calizos y abundantes restos vegetales

Otros factores morfogenéticos pueden determinar la aparición y el desarrollo de estas depresiones cerradas como la estructura del relieve, la topografía y la altitud. En cuanto a la influencia de los rasgos estructurales en el relieve del karst, Martín Escorza (1991) y Pardo-Igúzquiza *et al.* (2023) identificaron un alineamiento de las dolinas con las principales fallas direccionales en sus áreas de estudio, mien-

tras que Pérez Llamazares (1995) señaló que, dentro de una misma dolina, la disolución es preferencial siguiendo las líneas de diaclasa y fracturas. Un gran número de dolinas parece concentrarse en las principales líneas de fallas identificadas por González Gutiérrez (2002) dentro del macizo de Fresnedas-Correcillas (Fig. 1). Respecto a la topografía, las depresiones cerradas aparecen mayoritariamente sobre superficies aplanadas (polje o plataforma kárstica), mientras que las zonas de elevada pendiente, como los bordes del macizo o las laderas del pico Correcillas, no son propicias para su desarrollo (Faivre y Pahernik, 2007; Öztürk *et al.*, 2018). La altitud es, por su parte, determinante en el desarrollo kárstico en áreas de montaña, influyendo en la precipitación, las temperaturas, la cubierta nival y la cubierta edáfica (Ruiz Fernández *et al.*, 2019). En el caso del macizo, observamos que las depresiones están restringidas a un rango de 1500–1900 m, algo recurrente a lo largo de la Cordillera Cantábrica, donde las principales superficies y altiplanicies con plataformas kársticas aparecen en este rango (González Gutiérrez, 2002). Day (1983) observó diferencias en la densidad de dolinas en función de la altitud, algo también observado en el macizo de Fresnedas-Correcillas, donde las zonas más elevadas albergan más densidad de dolinas que las zonas a menor altitud (Tabla 1).

Los rasgos climáticos (interrelacionados con la altitud) controlan la disolución kárstica, siendo mayor a medida que aumentan las precipitaciones y disminuye la temperatura del agua (Ford y Williams, 2007). Los rasgos climáticos han sido relacionados con la evolución de dolinas anteriormente, al ser capaces de generar marcadas diferencias (morfométricas) entre distintas zonas climáticas (Veress, 2020). Cramer (1941) advirtió una influencia climática en el tamaño medio y la densidad de las dolinas de disolución y subsidencia. Gracia Prieto (1987) constató que la acción combinada de viento y nieve, en relación con la estructura geológica, es responsable de crear elongaciones, alineamientos y disimetrías en las depresiones. En el macizo de Sancenas, Pérez Llamazares (1995) achacó las

diferencias en la morfología de dolinas entre esta zona y la estudiada por Jennings (1975) a la crioclastia y discontinuidades mecánicas más que a las diferencias climáticas, pese a la presencia de agua con mayor poder disolvente en Sancenas. En el macizo de Fresnedas-Correcillas, la relación entre las condiciones climáticas (temperaturas bajas y precipitaciones en forma de nieve) y las características morfométricas de las dolinas no llega a ser detallada: los rasgos climáticos del macizo no son suficientemente heterogéneos como para explicar diferencias entre las dolinas de las distintas zonas. Datos climáticos locales podrían favorecer que futuros estudios describan dicha relación.

Por último, otro factor que podría explicar las características morfométricas de las depresiones cerradas es la antigüedad de la litología. Palmquist *et al.* (1976) observaron que las dolinas (creación, dimensiones y densidad) guardan relación con la edad de las rocas tras analizar ejemplares en tres lugares con materiales de distinta edad, señalando que cuanto más antiguos eran los estratos, menor número de dolinas nuevas surgían, predominando la evolución de las ya existentes. Otros autores, como Aubert (1966), afirman que la cubierta arcillosa del fondo de las dolinas supone su última fase, ya que al comienzo el agua entra con velocidad, pero al rellenarse dificulta la conexión y la dolina pasa a crecer en superficie en vez de en profundidad. Ambas teorías concuerdan con lo observado en el macizo de Fresnedas-Correcillas, donde la formación litológica más antigua de entre las dos principales (Barcaliente) tiene menor densidad de dolinas, con dimensiones mayores y frecuentemente rellenas por un tapiz arcilloso. No obstante, los estudios realizados en el macizo vecino de Sancenas sobre las mismas formaciones demuestran lo contrario (Pérez Llamazares, 1995). Ambas formaciones (Barcaliente y Valdeteja) pertenecen al mismo periodo (Carbonífero Superior) y han sufrido dos orogenias (Varisca y Alpina). En este contexto, es probable que la diferencia en antigüedad no sea suficiente como para considerarse un factor condicionante y serían necesarios estudios

más detallados que reflejen cambios vinculados a la antigüedad litológica.

5.2 Contextualización de las características morfométricas

Se han querido comparar los distintos parámetros obtenidos con aquellos reconocidos en otros lugares (Tabla 3) para contextualizar los rasgos morfométricos de las dolinas del macizo de Fresnedas-Correcillas. Los principales estudios tomados como referencia son:

- Cramer (1941), quien inventarió y calculó tamaños, densidades y áreas ocupadas de varios campos de dolinas a lo largo del mundo.
- Jennings (1975), quien estudió la profundidad, el índice de elongación, el índice de compacidad y la correlación entre profundidad y longitud del campo de dolinas de Craigmore, en Nueva Zelanda.
- Day (1983), quien investigó 1179 dolinas en Barbados, calculando su densidad, los índices de perforación y de distribución espacial, y la correlación entre profundidades y longitudes, además de relacionar varios parámetros morfométricos con la altitud.
- Bondesan *et al.* (1992), quienes analizaron 3 zonas distintas del noreste italiano (el Montello, la plataforma de Candaglia y el karst de Trieste), calculando la densidad de dolinas, el índice de elongación, el índice de distribución espacial y otros parámetros morfométricos.
- Gracia Prieto (1991), quien estudió parámetros como la densidad, la superficie ocupada, el índice de elongación y el índice de distribución espacial en cinco campos de dolinas del sector central de la Cordillera Ibérica.
- Öztürk *et al.* (2018), quienes investigaron once plataformas kársticas en los Montes Tauro (Turquía), con numerosos campos

de dolinas que agrupaban 140.070 ejemplares. Algunos de los parámetros presentados incluyen la altitud media y la densidad de dolinas.

Pese a que la mayoría de estos estudios han sido elaborados en zonas de clima templado, a excepción de los de Cramer (1941) y Day (1983), el desarrollo kárstico es diverso. Las áreas estudiadas varían desde 1,7 km² en la plataforma de Candaglia (Bondesan *et al.*, 1992) o 3,0 km² en la Cordillera Ibérica (Gracia Prieto, 1991), próximos a los 6,1 km² de nuestra área, hasta la unión de grandes complejos montañosos como los 13.189 km² de

los Montes Tauro (Öztürk *et al.*, 2018). El número de dolinas también varía notablemente desde 26 (Gracia Prieto, 1991) hasta 140.070 (Öztürk *et al.*, 2018), quedando entre medias las 553 del macizo de Fresneda-Correcillas.

La mayor diferencia observable en el desarrollo kárstico respecto a otras zonas es la densidad con que las dolinas aparecen en el macizo de Fresneda-Correcillas (Tabla 3). Las 90,4 dolinas por km² del macizo (mayor si se consideran las cinco zonas estudiadas, con las 369,9 dolinas por km² de la PKB como máximo) se incluirían en la categoría de muy alta densidad (más de 70 dolinas por km²) según la clasifica-

Tabla 3: Parámetros observados en otros estudios de dolinas.

Table 3: Parameters observed in other doline studies.

	PKB	PKA	ZP	PKC	PKS	Fresneda-Correcillas	Cramer (1941)	Jennings (1975)	Day (1983)	Gracia Prieto (1991)	Montello, Bondesan <i>et al.</i> (1992)	Candaglia, Bondesan <i>et al.</i> (1992)	Trieste, Bondesan <i>et al.</i> (1992)	Öztürk <i>et al.</i> (2018)
Área total (km ²)	0,73	0,38	0,42	0,23	0,50	6,12	-	-	124,5	3,00-49,03	6,50	1,74	13	13189
Nº dolinas	271	95	65	38	59	553	-	-	1179	26-335	-	-	-	140070
Dolinas/km ²	369,9	250,2	154,6	162,9	118,4	90,4	0,6-2460,0	-	9,5	6,5-35,1	36,0	51,0	40,0	2,9-17,2
Superficie ocupada por km ²	0,28	0,24	0,21	0,23	0,11	0,08	Hasta 0,30	-	0,01	0,02-0,08	-	0,21	0,15	-
Índice de perforación	3,61	4,22	4,86	4,40	9,31	12,17	-	-	90,91	-	2,57	4,86	6,66	-
Elevación (m)	1588-1704	1688-1816	1511-1642	1607-1661	1580-1701	1511-1816	-	-	0-269	-	150-310	1232-1356	22-370	10-2870
Superficie media (m ²)	748,8	946,9	1330,4	1396,0	907,3	909,5	17-159200	-	1223	-	-	4105	-	-
Diámetro medio (m)	31,9	37,0	41,6	46,2	36,8	35,4	-	-	-	-	143	65	-	-
Profundidad media (m)	10,2	9,5	7,0	8,8	8,7	9,6	-	5,9	3,9	-	-	8,0-10,0	-	-
Índice de elongación	1,35	1,31	1,46	1,38	1,29	1,35	-	1,32	-	1,66-1,95	1,36	-	-	-
Índice de distribución espacial (\bar{R})	1,28	1,34	1,39	1,24	1,52	0,89	-	-	0,51-1,16	1,55-2,15	1,27	-	-	-
Correlación profundidad/longitud	0,28	0,60	0,24	0,84	0,43	0,15	-	0,84	0,65	-	-	-	0,78	-

ción de Faivre y Pahernik (2007). Esta densidad es mayor que en los estudios comparados, salvo algún área de las estudiadas por Cramer (1941), con hasta 2460 dolinas por km^2 . Además de estos estudios, se ha obtenido la densidad en otros (Tabla 4), con valores en todas estas zonas que van de 0,4 a 77,3 dolinas por km^2 , densidades menores en todos los casos que en el macizo de Fresnedo-Correcillas, incluido el vecino macizo de Sancenas (Pérez Llamazares, 1995), donde litología y condiciones climáticas son similares, pero la densidad es tan solo de 7,4 dolinas por km^2 . Es importante considerar que las dolinas en el macizo son mayoritariamente pequeñas (77,9%) según la clasificación de Fragozo-Servón *et al.* (2014), pudiendo facilitar la aparición de un mayor número de ejemplares, así como que el método de identificación no es homogéneo para todos los estudios considerados (e.g. trabajo de campo, mapas topográficos, fotointerpretación de fotogrametría aérea), pudiendo ser una limitación para las morfologías más pequeñas (Day, 1983). Opuestamente, métodos de delineación modernos (e.g. algoritmos de detección automatizada con LiDAR) permiten identificar depresiones de hasta 2 m^2 de diámetro y han facilitado que densidades similares (122 dolinas por km^2) hayan sido identificadas en los Alpes Austríacos (Decker y Plan, 2006). No obstante, esta densidad se reduce a 61 dolinas por km^2 cuando se considera un límite mínimo de 78,5 m^2 (coincidente con la superficie mínima incluida en nuestro estudio de 79,7 m^2). A pesar de estas consideraciones, la marcada diferencia con otras zonas apuntaría a la presencia de factores potenciadores en la aparición de dolinas en el macizo de Fresnedo-Correcillas, como la presencia de las plataformas kársticas desarrolladas sobre las calizas masivas de la Fm. Valdeteja (250,2 dolinas por km^2 en la PKA y 369,9 en la PKB). La densidad de dolinas ha sido asociada previamente a la estructura tectónica (intensidad de fracturación), la topografía (escasa pendiente sin escorrentía activa e infiltración concentrada), la potencia de las capas carbonatadas y la acumulación nival (Öztürk *et al.*, 2018; Sauro, 2012), características que se dan conjuntamente en el macizo de Fresnedo-Correcillas.

Tabla 4: Comparación de densidad de dolinas entre el macizo de Fresnedo-Correcillas y otras zonas.

Table 4: Comparison of doline density between the Fresnedo-Correcillas massif and other areas.

Lugar	Densidad (dolinas/ km^2)	Fuente
Torre Castiglione (Italia)	9,7	Basso <i>et al.</i> (2013)
Montello (Italia)	36,0	Bondesan <i>et al.</i> (1992)
Trieste (Italia)	40,0	Bondesan <i>et al.</i> (1992)
Candaglia (Italia)	51,0	Bondesan <i>et al.</i> (1992)
Gunung Sewu (Indonesia)	4,9	Cramer (1941)
Antigua	0,4	Day (1978)
N. Jamaica	2,9	Day (1978)
Yucatán (Méjico)	3,3	Day (1978)
Belize	9,7	Day (1978)
Guadalupe	11,2	Day (1978)
Guatemala	13,1	Day (1978)
Isla de Brac (Croacia)	18,1	Faivre y Pahernik (2007)
Odón (C. Ibérica)	6,5	Gracia Prieto (1991)
Villaroya P2 (C. Ibérica)	35,1	Gracia Prieto (1991)
Montes Tauros (Turquía)	10,5	Öztürk <i>et al.</i> (2018)
Montes Seyran (Turquía)	17,2	Öztürk <i>et al.</i> (2018)
Sancenas (Cordillera Cantábrica)	7,4	Pérez Llamazares (1995)
Upper Yellow (Jamaica)	38,6	Urquhart (1958)
Montpellier (Jamaica)	38,6	Urquhart (1958)
Lower Yellow (Jamaica)	77,3	Urquhart (1958)
Nueva Guinea	10,5–22,1	Williams (1972a)
Fresnedo-Correcillas	90,4	
PKS	118,4	
PKB	369,9	

Con respecto a la morfometría, observamos que el tamaño planimétrico de las dolinas es mayor en los estudios comparados que en la zona de estudio. Los 909,5 m² de superficie media en el conjunto del macizo de Fresnedo-Correcillas (748,8 m² en la PKB hasta 1396,0 m² en la PKC) son inferiores a los 1223 m² en Barbados (Day, 1983) o los 4105 m² en la plataforma de Candaglia (Bondesan *et al.*, 1992), siendo más difíciles de clasificar los parámetros ofrecidos por Cramer (1941), que van desde los 17 m² en algunas zonas hasta los 159.200 m² en otras. De manera similar, los 35,4 m de diámetro medio en el macizo de Fresnedo-Correcillas son inferiores a los 65 m en la plataforma de Candaglia o los 143 m en Montello (Bondesan *et al.*, 1992). En cambio, los parámetros de profundidad medios difieren respecto a este orden, siendo los 3,9 m en Barbados (Day, 1983) y los 5,9 m en Nueva Zelanda (Jennings, 1975) inferiores a los 9,6 m de profundidad media en el macizo (10,2 m en la PKB), con los 8–10 m en la plataforma de Candaglia (Bondesan *et al.*, 1992) como valores más similares. Esta diferencia en profundidad respecto al tamaño planimétrico se refleja en la forma en profundidad que tienen las depresiones en el macizo (especialmente en la PKB y la PKA), más en embudo o pozo que las observadas en las zonas comparadas. La correlación entre la profundidad y longitud observada en el macizo de Fresnedo-Correcillas ($R^2 = 0,15$) no es significativa, al igual que en el macizo de Sancenas (Pérez Llamazares, 1995), pero al contrario que en el resto de estudios: $R^2 = 0,65$ en Barbados (Day, 1983), $R^2 = 0,78$ en Trieste (Bondesan *et al.*, 1992) y $R^2 = 0,84$ en Nueva Zelanda (Jennings, 1975). Tan solo la PKC ($R^2 = 0,84$) presenta una correlación significativa similar, con la PKA ($R^2 = 0,60$) acercándose. Jennings (1975) señaló que un valor de 0,84 es compatible con las dolinas de disolución y apunta en contra de un origen de colapso. Esta afirmación encajaría en el caso de la PKC, pero no en el de la PKA, donde muchas de las dolinas son de colapso.

En relación con la densidad de dolinas y morfometría en plano tenemos la superficie ocupada por km² y el índice de perforación. Pese

a una gran densidad de dolinas, tan solo 0,08 km² por km² de superficie están ocupados por dolinas en el macizo. En los estudios de Day (1983) o Gracia Prieto (1991) este valor es menor, pero en las zonas de Trieste y la plataforma de Candaglia, estos valores son de 0,15 km² y 0,21 km² por km² de superficie (Bondesan *et al.*, 1992), lo que se explica por el mayor tamaño de estas depresiones respecto a las del macizo. A pesar del menor tamaño, zonas como la PKB cuentan con una alta densidad de dolinas, que hace que la superficie ocupada por km² siga siendo mayor (0,28 km²). Algo similar sucede con el índice de perforación, mayor en las zonas estudiadas por Bondesan *et al.* (1992) que en el macizo (12,2), aunque inferior en el caso de Barbados (Day, 1983).

En cuanto a la morfología de las dolinas, es posible diferenciar la forma planimétrica con otros estudios (Tabla 3). El valor medio del índice de elongación para el macizo de Fresnedo-Correcillas es de 1,35 (desde 1,29 en la PKS hasta 1,46 en la ZP), correspondiente a dolinas elípticas (Basso *et al.*, 2013) y similar a los 1,32 en Nueva Zelanda (Jennings, 1975) o los 1,36 en Montello (Bondesan *et al.*, 1992). Estos resultados difieren respecto a los presentados por Gracia Prieto (1991) en la Cordillera Ibérica, donde los valores medios varían desde 1,66 hasta 1,95, correspondientes a dolinas subelípticas y elongadas, algo que el autor asoció con la estructura geológica y la acción combinada del viento y la nieve (Gracia Prieto, 1987). El índice de compacidad y la forma geométrica no han podido ser puestos en contexto por ausencia de resultados comparables.

Finalmente, observamos que el índice de distribución espacial de dolinas en el macizo ($\bar{R} = 0,89$) es cercano a la aleatoriedad, con tendencia hacia el agrupamiento. Dicho agrupamiento se refleja en la manera en que las dolinas se concentran en las cinco zonas del macizo (plataformas kársticas y poljés), que por su parte tienden individualmente a la dispersión (Tabla 1). Otros estudios (Bondesan *et al.*, 1992; Day, 1983) también presentan valores próximos a la aleatoriedad, con la ex-

cepción de lo observado en la Cordillera Ibérica (Gracia Prieto, 1991), donde algunas zonas se aproxima al modelo regular de distribución perfecto con valores como $\bar{R} = 2,146$.

5.3 Fortalezas, limitaciones y futura investigación

Este estudio presenta un número de fortalezas y limitaciones que han de considerarse a la hora de interpretar los resultados. Entre las fortalezas, la delineación manual de depresiones cerradas exokársticas ofrece mayor detalle que otros métodos convencionales o automatizados, especialmente al realizarse con ortoimágenes y un MDE de detalle. Así mismo, este análisis recopila métodos y parámetros habituales en la literatura, pero que en la mayoría de estudios solo son incorporados parcialmente. Además, se realiza un análisis detallado en un área donde no se había realizado previamente y se presenta una estructura metodológica que puede ser utilizada por otros autores en estudios de naturaleza similar. Entre las limitaciones se aprecian:

- La delineación manual de depresiones cerradas exokársticas está sujeta a la subjetividad de quien fotointerpreta y esto puede asociarse a un pequeño margen de error. Además, las herramientas utilizadas en la fotointerpretación (orthoimágenes y MDE) limitan la identificación de los ejemplares más pequeños (menos de 80 m² en nuestro caso), observables en campo, que no aparecen en nuestros resultados.
- La delimitación por zonas y la demarcación de su perímetro se realizan a criterio del investigador, pudiendo esto último influenciar resultados como la densidad, la superficie ocupada por km², el índice de perforación o el índice de distribución especial.
- Los valores de profundidad y forma en fondo asignados para el macizo y sus diferentes zonas se basan en las muestras obtenidas en campo que, a pesar de ser

representativas de todas las zonas, no se han seleccionado con total aleatoriedad.

- La zona de estudio carece de una descripción climática detallada que permita identificar relaciones de valor con el desarrollo kárstico.
- Las depresiones cerradas exokársticas identificadas y cartografiadas incluyen, además de dolinas (94,8%), uvalas, simas y sumideros. A pesar de esta inclusión, todas las depresiones son tratadas por igual al presentar y discutir los resultados, y compararlos con otros estudios que pueden haber limitado esta inclusión.
- La comparación con otros estudios debe ser tratada con precaución, ya que los métodos de delimitación y análisis no siempre son los mismos, o no siempre están especificados.

Futuros estudios mejorarían el conocimiento de esta área u otras mediante: la utilización de métodos automatizados para la detección y delimitación de dolinas, que permitiría cartografiar y contextualizar más áreas, además de obtener una mayor cobertura de parámetros como la profundidad o la forma en fondo; la obtención de datos climáticos locales, que aumentaría el conocimiento sobre los efectos del clima en la disolución y desarrollo kárstico; la comparación entre los factores morfogenéticos presentes en esta zona y otras, que avanzaría el entendimiento sobre el peso que cada uno de estos tiene en el desarrollo kárstico; la investigación detallada de las conexiones entre la superficie del macizo y el nivel de base del río Torío, que incluiría también formas endokársticas y relacionaría todo el sistema kárstico del macizo.

6. Conclusiones

En el estudio y cartografía de las formas de relieve exokársticas en el macizo de Fresnedas-Correcillas se han identificado y delimitado un total de 553 depresiones cerradas exokársticas.

ticas (mayores de 70 m²), con una superficie media de 909,5 m² y una profundidad media de 9,6 m, que aparecen entre los 1511 m y los 1816 m de altitud. El macizo y sus depresiones se han dividido en cinco zonas según rasgos estructurales del relieve, litología, altitud, topografía. Esta complejidad interna se refleja en la variabilidad interzonal de los principales parámetros morfométricos de las depresiones: la superficie media de las depresiones varía desde 748,8 m² en la PKB a 1396,0 m² en la PKC; la profundidad media varía desde 7,0 m en la ZP a 10,2 m en la PKB; la superficie ocupada por km² varía desde 0,11 km² en la PKS a 0,28 km² en la PKB; la densidad media de depresiones por km² varía desde 118,4 en la PKS a 369,9 en la PKB; y la morfología en fondo de las depresiones varía desde el predominio de depresiones en forma de plato en la ZP (66%) a la aparición de dolinas en forma de embudo en la PKA y la PKB (13% y 20%, respectivamente) y de pozo en la PKB (15%). Las principales diferencias entre estas zonas son que la PKB y la PKA se encuentran a mayor altitud media y sobre calizas masivas de gran potencia, mientras que la PKC, la PKS y la ZP aparecen a menor altitud y mayoritariamente sobre calizas laminadas. Tras contextualizar los parámetros obtenidos para el conjunto del macizo y sus cinco zonas con otras áreas analizadas en estudios comparativos, observamos que la mayoría de estos se encuentran dentro de rangos esperados, a excepción de la densidad de depresiones, 90,4 depresiones por km² para el total del macizo (aún mayor en las cinco zonas individuales), un valor muy superior a lo observado en la literatura comparativa. La muy alta densidad de depresiones en el macizo y alguna de sus zonas en particular se debería a la concurrencia de varios factores morfogenéticos que potenciarían este tipo de desarrollo kárstico. Entre los principales factores morfogenéticos conocidos e identificados a lo largo del macizo como responsables de la aparición de depresiones y de su desarrollo destacan la formación geológica, los rasgos estructurales del relieve, la topografía y la altitud. Los rasgos climáticos y la antigüedad del relieve son otros factores conocidos y aceptados a través de la literatu-

ra, aunque en el área estudiada no se haya podido concluir su influencia. Son necesarios futuros estudios que ofrezcan mayor detalle climático, más parámetros y con mayor completitud (e.g. profundidad, volumen de depresiones), una mayor contextualización respecto a zonas cercanas o de similares características y una relación completa entre todo el sistema kárstico del macizo (exokárstico y endokárstico). Este estudio presenta una estructura metodológica que puede ser utilizada en futuros trabajos y, además, ofrece un estudio detallado del relieve exokárstico de un área donde no se había realizado anteriormente, aumentando su conocimiento y potenciando así su conservación, promoción y futura investigación.

Agradecimientos

Este estudio se ha llevado a cabo gracias a una ayuda del programa de Formación de Profesorado Universitario del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades, referencia FPU23/02295. Gracias a Javier Santos-González por proporcionar valiosas sugerencias y ayudar a mejorar la primera versión del manuscrito. Gracias también a Carlos Álvarez, Estela Sierra, Alejandro Ferreras y Raúl Rodríguez por la ayuda en el campo para la toma de medidas en zonas de complicado acceso.

Bibliografía

- Alonso, V. (2019). Geomorphology of the Ubiñas Massif, Cantabrian Mountains, NW Spain (1: 22,000). *Journal of Maps*, 15(2), 238-246. <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1579763>
- Altable Argüelles, O. (1991). *Las cuevas de Valporquero*. EDILESA.
- Atlas Agroclimático de Castilla y León. (2013). *Atlas Agroclimático de Castilla y León*. ITACYL-AEMET. Recuperado el 3 de marzo de <http://www.atlas.itacyl.es/>
- Aubert, D. (1966). Structure, activité et évolution d'une doline. *Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles*, 89, 113-120.
- Barea Luchena, J. (2006). *Geomorfología y evolución paleoclimática durante el Cuaternario a*

- partir del estudio de los macizos kársticos de los bordes del Sistema Central y de Valporquero, León. Universidad Complutense de Madrid, Servicio de Publicaciones. <https://hdl.handle.net/20.500.14352/56119>
- Basso, A., Bruno, E., Parise, M., Pepe, M. (2013). Morphometric analysis of sinkholes in a karst coastal area of southern Apulia (Italy). *Environmental Earth Sciences*, 70, 2545-2559. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2297-z>
- Bauer, C. (2015). Analysis of dolines using multiple methods applied to airborne laser scanning data. *Geomorphology*, 250, 78-88. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.08.015>
- Bondesan, A., Meneghel, M., Sauro, U. (1992). Morphometric analysis of dolines. *International Journal of Speleology*, 21(1), 1. <https://doi.org/10.5038/1827-806X.21.1.1>
- Calvo, B. (1995). Valporquero (Últimas exploraciones). *Subterránea*, 4, 8-9.
- Clark, P.J., Evans, F.C. (1954). Distance to nearest neighbor as a measure of spatial relationships in populations. *Ecology*, 35(4), 445-453. <https://doi.org/10.2307/1931034>
- CNIG (2020). *Centro de Descargas del CNIG (Centro Nacional de Información Geográfica)*. Instituto Geográfico Nacional. Recuperado el 4 noviembre de 2020 de <https://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/catalogo>
- Cramer, H. (1941). Die Systematik der karstdolinen. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 85(1), 293-382.
- Cvijić, J. (1893). das Karstphänomen (Karst phenomena). versuch einer morphologischen monographie. *Geographischen Abhandlung Wien*, 3, 218-329.
- Day, M.J. (1978). *The Morphology of Tropical Humid Karst with Particular Reference to the Caribbean and Central America*. University of Oxford.
- Day, M.J. (1983). Doline morphology and development in Barbados. *Annals of the Association of American Geographers*, 73(2), 206-219. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.1983.tb01408.x>
- de Carvalho Júnior, O.A., Guimarães, R.F., Montgomery, D.R., Gillespie, A.R., Gomes, R.A.T., de Souza Martins, É., Silva, N.C. (2013). Karst depression detection using ASTER, ALOS/PRISM and SRTM-derived digital elevation models in the Bambuí Group, Brazil. *Remote Sensing*, 6(1), 330-351. <https://doi.org/10.3390/rs6010330>
- De Waele, J., Gutiérrez, F. (2022). *Karst hydrogeology, geomorphology and ca-*ves. John Wiley & Sons. <https://doi.org/10.1002/9781119605379>
- Decreto 94/2004, de 26 de agosto, por el que se aprueba la incorporación del Espacio Natural «Hoces de Vegacervera» (León) al Plan de Espacios Naturales Protegidos de Castilla y León. *Boletín Oficial de Castilla y León*, 169, de 1 de septiembre de 2004. <https://bocyl.jcyl.es/boletines/2004/09/01/pdf/BOCYL-D-01092004-3.pdf>
- Decker, K., Plan, L. (2006). Quantitative karst morphology of the Hochschwab plateau, Eastern Alps, Austria. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementa*, 147, 29-54.
- Del Barrio, V., Durán, J.J., Heredia, N., Quintana, L., Vallejo, M. (1997). *Estudio de la cueva y el karst de Valporquero (León)*.
- Delegación Leonesa de Espeleología (1983). *Archivo de cavidades leonesas: Tomo I*. Primera edición. León.
- ESRI Inc. (2021). *ArcMap (Versión 10.8.1)*. Esri Inc. <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/>
- Faivre, S., Pahernik, M. (2007). Structural influences on the spatial distribution of dolines, Island of Brač, Croatia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51(4), 487-503. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2007/0051-0487>
- Ford, D., Williams, P.D. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons. <https://doi.org/10.1002/9781118684986>
- Fragoso-Servón, P., Bautista, F., Frausto, O., Pereira, A. (2014). Caracterización de las depresiones kársticas (forma, tamaño y densidad) a escala 1: 50,000 y sus tipos de inundación en el Estado de Quintana Roo, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 31(1), 127-137.
- Gallinar Cañedo, D., Ruiz Fernández, J., García Hernández, C. (2021). Las formas kársticas del Macizo de las Ubiñas (Montañas Cantábricas). *Cadernos do laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 43, 135-175. <https://doi.org/10.17979/cad-laxe.2021.43.0.8858>
- García De Celis, A.J. (1993). *Geomorfología de la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica: la montaña occidental de León y su piedemonte* [Tesis doctoral, Universidad de León]. Secretariado de Publicaciones y Medios Audiovisuales, Universidad de León.
- González Gutiérrez, R.B. (2002). *El relieve de los valles del Torío y Curueño (Montaña Cantábrica Leonesa)* [Tesis doctoral, Universidad de León]. Secretariado de Publicaciones y Medios Audiovisuales, Universidad de León.

- González Trueba, J.J. (2007). *El Macizo Central de los Picos de Europa: geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica* [Tesis doctoral, Universidad de Cantabria]. Universidad de Cantabria.
- González Trueba, J.J., Serrano Cañadas, E. (2010). *Geomorfología del macizo oriental del Parque Nacional de Picos de Europa*. Organismo Autónomo Parques Nacionales.
- Gracia Prieto, F. J. (1987). Controles morfométricos de los campos de dolinas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuaternario y Geomorfología*, 1(1), 119-134.
- Gracia Prieto, F. J. (1991). Criterios de clasificación morfométrica de campos de dolinas. *Cuaternario y Geomorfología*, 5, 65-76.
- Gutiérrez-Elorza, M. (2008). *Geomorfología*. Pearson Educación SA, Madrid.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Muñoz-Jiménez, A., y Coloma-López, P. (2005). Dolinas de subsidencia y de colapso en el karst carbonatado-aluvial de Grávalos (La Rioja): origen y evolución. *Zubia*, (23), 59-78.
- Herrero Hernández, A., Alonso Gavilán, G., Colmenero, J. (2004). Estratigrafía del subsuelo en el sector noroeste de la Cuenca del Duero (provincia de León). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17(3-4), 199-216.
- Hoyos Gómez, M., Herrero Organero, N. (1989). El Karst en la Cornisa Cantábrica. En: *El karst en España* (J.J. Durán, J. López-Martínez, eds). Monografías de la SEG, 4. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid, 109-120.
- IGME (2003). *MAGNA 50 - Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Sección de cartografía del IGME (Instituto Geológico y Minero de España), Instituto Geológico y Minero de España. <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx#busqueda>
- IGME (2011). *Base de Datos de Lugares de Interés Geológico*. Instituto Geológico y Minero de España. Recuperado el 20 de febrero de 2021 de <http://info.igme.es/ielig/>
- Jennings, J.N. (1971). *Karst*. Australian National University Press.
- Jennings, J.N. (1975). Doline morphometry as a morphogenetic tool: New Zealand examples. *New Zealand Geographer*, 31(1), 6-28. <https://doi.org/10.1111/j.1745-7939.1975.tb00793.x>
- Julivert, M. (1971). Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of northwest Spain. *American Journal of Science*, 270(1), 1-29. <https://doi.org/10.2475/ajs.270.1.1>
- Köppen, W. (1900). Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. *Geographische Zeitschrift*, 6(11. H), 593-611.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92.
- Manabe, H., Horie, K., Okamoto, W., Ohura, R. (2021). Study on Drone Photogrammetry for 3D Modeling of Karst plateau Surface Terrain and Coastal Collapse Dolines. *Sasebo National College of Technology Research Reports*, 57, 41-50.
- Martín-Duque, J. F., Caballero García, J., y Carcavilla Urquí, L. (2012). Geoheritage information for geoconservation and geotourism through the categorization of landforms in a Karstic landscape. A case study from Covalagua and Las Tuerces (Palencia, Spain). *Geoheritage*, 4, 93-108. <https://doi.org/10.1007/s12371-012-0056-2>
- Martín Escorza, C. (1991). Alineamientos preferentes en el campo de dolinas de Villar del Cobo (Teruel). *Geogaceta*, 10, 143-145. <http://hdl.handle.net/10261/270328>.
- Martín-González, F., Heredia, N. (2011a). Geometry, structures and evolution of the western termination of the Alpine-Pyrenean Orogen reliefs (NW Iberian Peninsula). *Journal of Iberian Geology*, 37(2), 103-120. https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2011.v37.n2.1
- Martín-González, F., Heredia, N. (2011b). Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution of an Alpine foreland basin: The western Duero Basin and the related Tertiary depressions of the NW Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 502(1-2), 75-89. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.03.002>
- Martín Vide, J., Olcina Cantos, J. (2001). *Climas y tiempos de España*. Alianza Editorial. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.1866.7603>
- Monroe, W.H. (1970). *A glossary of karst terminology*. US Government Printing Office.
- Morais, F., Soriano, M.A. (2017). Análisis morfométrico de dolinas y parámetros geofísicos aplicados al estudio de los flujos de agua subterránea en la Cuenca del Ebro, Zaragoza, España. *Geosciences = Geociencias*, 36(2), 221-232. <https://doi.org/10.5016/geociencias.v36i2.10892>
- Muñoz Jiménez, J. (1992). *Geomorfología general*. Síntesis. 352 p., Madrid.
- Natura 2000. (2014). *Standard Data Form: Hoces de Vegacervera*. Natura 2000. Recuperado el 18 de febrero de 2021 de <https://>

- natura2000.eea.europa.eu/Natura2000/SDF.aspx?site=ES4130037
- Öztürk, M.Z., Şimşek, M., Şener, M.F., Utlu, M. (2018). GIS based analysis of doline density on Taurus Mountains, Turkey. *Environmental Earth Sciences*, 77, 1-13. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7717-7>
- Palmquist, R.C., Madenford, G.A., Van Drel, J.N. (1976). Doline Densities in Northern Iowa. *National Speleological Society*, 38(3), 59-67.
- Pardo-Igúzquiza, E., Durán Valsero, J.J., Luque Espinar, J.A., Martos Rosillo, S. (2014). Análisis del relieve kárstico mediante el modelo digital de elevaciones: aplicación a la Sierra de las Nieves (provincia de Málaga). *Boletín Geológico y Minero*, 125(3), 381-389. <http://hdl.handle.net/10261/277315>
- Pardo-Igúzquiza, E., Durán Valsero, J.J., Robledo Arditia, P.A. (2016). Modelado fractal de la distribución del tamaño de dolinas en el macizo kárstico de la Sierra de las Nieves (Málaga, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 30(1-2), 61-73. <https://doi.org/10.17735/cyg.v30i1-2.41318>
- Pardo-Igúzquiza, E., Gil-Márquez, J. M., Mudarra, M., Andreo, B., Durán-Valsero, J.J. (2023). Morphometric Comparison of Dolines in Three Karst Landscapes Developed on Different Lithologies. En: B. Andreo, J.A. Barberá, J.J. Durán-Valsero, J.M. Gil-Márquez, M. Mudarra (Eds.), *EuroKarst 2022, Málaga: Advances in the Hydrogeology of Karst and Carbonate Reservoirs* (pp. 221-227). Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-031-16879-6>
- Pérez Llamazares, M.E. (1995). *Análisis morfométrico de las formas de disolución superficial en las calizas paleozoicas de la Cordillera Cantábrica (Valle de Sáncena-León)*. Memoria obtención Diploma Estudios Avanzados (DEA), Universidad de León. Universidad de León.
- Rahimi, M., Alexander, E.C. (2013). *Locating sinkholes in LiDAR coverage of a glacio-fluvial karst, Winona County, MN*. NCKRI Symposium 2: Proceedings of the 13th Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst, Carlsbad, CA, USA. <https://doi.org/10.5038/9780979542275.1158>
- Redondo Vega, J.M. (1980). Espeleogénesis de la vertiente sur del macizo del Fresneda-Vega-cervera (León). *Speleon*, 25, 65-75.
- Redondo Vega, J.M., Gómez-Villar, A., González Gutiérrez, R.B., Carrera Gómez, P. (2002). El Macizo de Valporquero-Correcillas. En: J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R.B. González Gutiérrez, P. Carrera Gómez (Coords.), *XVII Jornadas de Geografía Física: León. Universidad de León*, pp. 26-32.
- Rodríguez Pérez, C. (2009). *Geomorfología de la Montaña Astur-Leonesa entre los puertos de Somiedo y de Ventana*. Universidad de Oviedo.
- Ruiz Fernández, J., Serrano, E. (2011). El modelado kárstico en el Macizo del Cornión. En J. J. González Trueba y E. Serrano Cañadas (Eds.), *Geomorfología del Macizo Occidental del Parque Nacional Picos de Europa*. Organismo Autónomo de Parques Nacionales ; Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, 109-142.
- Ruiz Fernández, J., García Hernández, C., Fernández Fernández, A. (2019). La organización altitudinal de las formas kársticas del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Montañas Cantábricas) y su interrelación con el glaciación Cuaternario y la morfodinámica periglaciado. *Cadernos do laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 41, 153-200. <https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2019.41.1.58221>
- Sánchez Fabre, M., Peña Monné, J.L., Lozano Tena, M.V., Moya Medina, C. (2010). Los campos de dolinas de la Sierra de Albarracín. En: J.L. Peña Monné, M. Sánchez Fabre M.V. Lozano Tena (Coords.), *Las formas del relieve de la Sierra de Albarracín*. Centro de Estudios de la Comunidad de Albarracín, 89-110.
- Sauro, U. (2012). Closed depressions in karst areas. En: W.B. White, D.C. Culver (Eds.), *Encyclopedia of caves*. Elsevier, 140-155. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-383832-2.00133-X>
- SIGA. (2021). *Sistema de Información Geográfica de Datos Agrarios*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Recuperado el 1 de julio de <https://sig.mapama.gob.es/siga/>
- Smart, P.L. (1986). Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 30(4), 423-443. <https://doi.org/10.1127/zfg/30/1987/423>
- Telbisz, T., Látos, T., Deák, M., Székely, B., Koma, Z., Standovár, T. (2016). The advantage of lidar digital terrain models in doline morphometry compared to topographic map based datasets—Aggtelek karst (Hungary) as an example. *Acta Carsologica*, 45(1), 5-18. <https://doi.org/10.3986/ac.v45i1.4138>
- Telbisz, T., Mari, L., Székely, B. (2024). LiDAR-Based Morphometry of Dolines in Aggtelek Karst (Hungary) and Slovak Karst (Slovakia). *Remote Sensing*, 16(5), 737. <https://doi.org/10.3390/rs16050737>
- Torres Vega, A., Andrés Martínez, J.M., Rodríguez de Prado, M.R., Sánchez Hermosa, J.L., Sán-

- chez García, J.A. (1983). *Archivo de Cavidades Leónesas. Tomo I.* <https://www.espeleomataillana.com/publicaciones/archivo-de-cavidades-leonesas-tomo-i/>
- Truyols, J., Alvarez, F., Arbizu, M. A., García-Alcalde, J.L., García-López, S., Martínez Chacón, M.L., Méndez Bedia, I., Méndez-Fernández, C.A., Menéndez, J.R., Sánchez de Posada, L., Soto, F. (1994). *Memoria de la Hoja nº 104 (Boñar). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA).*
- UNESCO (2014). *Los Argüellos*. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization. Recuperado el 18 de febrero de <http://www.unesco.org/new/en/natural-sciences/environment/ecological-sciences/biosphere-reserves/europe-north-america/spain/los-argueellos/>
- Urquhart, A.W. (1958). *The landforms of the Cockpit Country and its borderlands, Jamaica*. University of California, Department of Geography.
- Utlu, M., Öztürk, M.Z. (2023). Comparison of morphometric characteristics of dolines delineated from TOPO-Maps and UAV-DEM. *Environmental Earth Sciences*, 82(7), 165. <https://doi.org/10.1007/s12665-023-10862-x>
- Verbovšek, T., Gabor, L. (2019). Morphometric properties of dolines in Matarsko podolje, SW Slovenia. *Environmental Earth Sciences*, 78, 1-16. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8398-6>
- Veress, M. (2020). Karst types and their karstification. *Journal of Earth Science*, 31(3), 621-634. <https://doi.org/10.1007/s12583-020-1306-x>
- Wagner, R.H., Winkler Prins, C., Riding, R. (1971). Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain (with a "Note on some goniatite faunas" by CH WAGNER-GENTIS). *Trabajos de Geología*, 4(4), 603-665.
- Williams, P.W. (1969). The geomorphic effects of ground water. En: R.J. Chorley (Ed.), *Water, Earth and Man*. Routledge, Methuen, 269-284. <https://doi.org/10.4324/9780429273315-8>
- Williams, P.W. (1972a). The analysis of spatial characteristics of karst terrains. En: R.J. Chorley (Ed.), *Spatial analysis in geomorphology*. Routledge, Methuen, 135-163. <https://doi.org/10.4324/9780429273346-5>
- Williams, P.W. (1972b). Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea. *Geological Society of America Bulletin*, 83(3), 761-796. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[761:MAOPKI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[761:MAOPKI]2.0.CO;2)
- Zhang, S., Baros, S.V., Halter, S.B. (2019). *Karst sinkhole detecting and mapping using airborne LiDAR*. Transportation Consortium of South-Central States. <https://doi.org/10.1051/matecconf/201927102005>
- Zhu, J., Taylor, T.P., Currens, J.C., Crawford, M. M. (2014). Improved karst sinkhole mapping in Kentucky using Lidar techniques: a pilot study in Floyds Fork watershed. *Journal of Cave & Karst Studies*, 76(3), 207-216. <https://doi.org/10.4311/2013ES0135>

Recibido el 20 de mayo de 2025

Aceptado el 5 de diciembre de 2025