

**Cita bibliográfica:** Beato Bergua, S., Poblete Piedrabuena, M.A., & Marino Alfonso, J.L. (2019). Relieve estructural y karst en la Sierra del Aramo (Macizo Central Asturiano). *Investigaciones Geográficas*, (72), 75-99. <https://doi.org/10.14198/INGEO2019.72.04>

# Relieve estructural y karst en la Sierra del Aramo (Macizo Central Asturiano)

*Structural relief and karst in the Sierra del Aramo (Asturian Central Massif)*

Salvador Beato Bergua<sup>1\*</sup>  
Miguel Ángel Poblete Piedrabuena<sup>2</sup>  
José Luis Marino Alfonso<sup>3</sup>

## Resumen

Se analizan las formas estructurales y kársticas de la Sierra del Aramo, en especial, los factores litológicos y tectónicos que determinan la organización morfoestructural del relieve. La metodología empleada se ha basado en una exhaustiva revisión bibliográfica y cartográfica, en el trabajo de campo, la fotointerpretación y finalmente la elaboración de cartografía geomorfológica. Como resultado se identifican y explican los principales escarpes de falla y de cabalgamientos visibles en el conjunto, además de una nutrida variedad de tipos de lapiaz, dolinas, pozos nivales y valles secos. Tales formas constituyen un valioso patrimonio geomorfológico que ha de ser valorado en aras de un aprovechamiento sostenible.

**Palabras clave:** relieve estructural; karst; Cordillera Cantábrica; Sierra del Aramo; Asturias.

## Abstract

The structural and karst forms of the Sierra del Aramo are analysed, especially the lithological and tectonic factors that determine the morphostructural organisation of the relief. The methodology used has been based on an exhaustive bibliographic and cartographic review, field work, photointerpretation, and geomorphological maps. As a result, the main fault and overthrust scarps are identified and explained, as well as many types of lapies, dolines, nivo-karst niches, and dry valleys. Such forms constitute a valuable geomorphological heritage, which must be appropriately assessed for sustainable use.

**Keywords:** structural relief; karst; Cantabrian mountain range; Sierra del Aramo; Asturias.

## 1. Introducción

Las montañas son morfoestructuras complejas que deben su relieve y paisaje fundamentalmente a los distintos tipos de roquedo y estilos tectónicos, que articulan, en definitiva, su configuración morfológica. Así, las estructuras y el tipo de rocas condicionan en buena medida los procesos de modelado a lo largo de la larga historia climática en la que se inserta la dinámica actual. No solo eso, las actividades antrópicas han estado determinadas tradicionalmente por las características geoecológicas que el relieve imprime al territorio (González y Serrano, 2007; Martínez de Pisón, 2012). Por tanto, de forma directa e indirecta, mediante el condicionamiento de los factores abióticos y biológicos y su escalonamiento altitudinal, las morfoestructuras constituyen el almacén y la clave de buena parte de las interrelaciones naturales que se

1 Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Campus de El Milán, C/ Amparo Pedregal, s/n, 33011 Oviedo (Asturias), España. [beatosalvador@uniovi.es](mailto:beatosalvador@uniovi.es). \* Autor para correspondencia.

2 Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Campus de El Milán, C/ Amparo Pedregal, s/n, 33011 Oviedo (Asturias), España. [mpoblete@uniovi.es](mailto:mpoblete@uniovi.es)

3 Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Campus de El Milán, C/ Amparo Pedregal, s/n, 33011 Oviedo (Asturias), España. [jolumarino@gmail.com](mailto:jolumarino@gmail.com)

producen en las montañas (Muñoz y Sanz, 1995). Esto es mucho más evidente en áreas de claro dominio morfoestructural, es decir, allí donde las dinámicas de modelado no han modificado de forma drástica o protagonista el relieve y las geoformas responden en gran parte a la composición y disposición litológica. Es el caso, especialmente, de los sistemas volcánicos (véase p.e. Criado, 1991; Poblete, 1995) y kársticos (Durán, 1996; Ginés, 2000; Ballesteros, 2016).

En España, las investigaciones centradas en el ámbito de la geomorfología estructural no han sido muy numerosas, menos en los últimos años, centrándose especialmente en el análisis de las formas estructurales kársticas (p.e. López-Martínez, 1986; Díaz y Baena, 1998; González y González, 2014) y graníticas (p.e. Vidal y Twidale, 1998), con cuantiosas publicaciones; y en menor medida en el estudio de los relieves montañosos plegados (Ortega, 1974; García, 1980; Peña, 1983; Rodríguez, 1986; García, 2001; Morales, 2002) y fallados (Bullón, 1988; Pellicer, 1984; Sanz, 1988; Marco, 1990; Pérez-Alberti, 1993), siendo muy escasos los trabajos sobre relieves de cordillera (Serrano, 1998; Martínez de Pisón, 1986) y volcánicos (Romero, 1991; Criado, 1991; Poblete, 1995; Dóniz, 2009; Becerra, 2013).

En el Macizo Asturiano, el conocimiento de las formas de relieve ha experimentado grandes avances en la segunda mitad del siglo XX (Castañón, 1989; Frochoso, 1990; Alonso, 1992; Jiménez, 1994; Menéndez, 1995; García, 1997) y el transcurso del XXI (Blanca, 2002; González, 2007; Rodríguez, 2008; Santos, 2011; Pellitero, 2012; Ruiz, 2013; Rodríguez, 2015), en especial, el estudio de las formas y procesos de modelado, quedando relegado a un segundo término el análisis morfoestructural. Los sistemas kársticos de Asturias, por su parte, han sido descritos en dichos trabajos si bien, tanto las morfologías exógenas como endógenas fueron analizadas particularmente desde distintas perspectivas, por ejemplo, por Hoyos (1979), Romero (1984), Romero y Sendín (1986), Santos y Marquín (2005), Jiménez-Sánchez, Bischoff, Stoll y Aranburu (2006), Rodríguez-Rodríguez, Domínguez-Cuesta, y Jiménez-Sánchez (2009), Adrados (2014), Ballesteros (2016), etc.

La Sierra del Aramo, a pesar del interés despertado ya en los primeros estudios del Macizo Asturiano, como Llopis o Julivert, ha permanecido en buena medida ignorada por desconocimiento. Contamos de aquella época con trabajos geológicos y mapas que abarcan áreas del Aramo y su entorno (Llopis, 1950a y 1950b), esquemas de Asturias en los que aparece representada la sierra (Llopis, 1954) y descripciones litológicas detalladas e incluso un mapa en el que se muestran las formaciones geológicas y algunas formas estructurales y de modelado (Julivert, 1958, 1963 y 1964). Pasarían tres decenios hasta la siguiente representación y explicación geológica, la de Aller, ya en 1993, con una cartografía detallada de las calizas de montaña del Aramo, esto es, las formaciones Barcaliente y Valdeteja dispuestas en escamas cabalgantes apiladas que afloran masivamente y elevadas sobre la Cuenca Carbonífera Central. También Castañón (1986 y 1989) hizo algunas observaciones geomorfológicas, esencialmente en el ámbito del periglaciario, sobre esta sierra. Por último, Beato, Poblete, Rodríguez y Marino (2019) han publicado el mapa geomorfológico a escala 1:25.000 de la Sierra del Aramo, mientras que Beato, Poblete y Marino (2019a y 2019b) analizan los procesos y formas periglaciares, así como los Lugares de Interés Geomorfológico, respectivamente.

No obstante, a pesar del dominio morfoestructural en la Sierra del Aramo, las formas ligadas a la litología y la tectónica son desconocidas. Así pues, el objetivo de la presente investigación es desvelar los componentes estructurales que articulan el relieve, los cuales son de gran relevancia debido a su influencia y control en el desencadenamiento de algunos de los procesos de modelado. Además, las formas estructurales forman parte del elenco de geoformas que constituyen el rico patrimonio geomorfológico de esta singular montaña.

## 2. Metodología

### 2.1. Materiales y métodos

La metodología empleada para el análisis de las formas estructurales de la Sierra del Aramo se ha basado fundamentalmente en una exhaustiva revisión bibliográfica y cartográfica, el trabajo de campo, la fotointerpretación y la elaboración de cartografía. Sobre el terreno se ha recorrido minuciosamente toda el área estudiada para proceder a la identificación de las formas estructurales (escarpes de falla y cabalgamiento, morfologías del karst exógeno, localización de testigos superficiales del karst endógeno) con empleo de brújula y GPS. Además, en los enclaves más relevantes se ha tratado de caracterizar dichas formas, analizando su disposición, distribución, extensión, altura, longitud y litología. Del mismo modo, han sido descritas las interacciones con diversos procesos de modelado, las formaciones vegetales y la actividad antrópica.

Durante los recorridos se levantaron croquis geomorfológicos sobre la cartografía topográfica a escala 1:5.000 del Servicio de Cartografía del Principado de Asturias (Consejería de Medio Ambiente, Ordenación del Territorio e Infraestructuras. Centro de Cartografía, 2003) que fueron completados mediante la fotointerpretación de imágenes aéreas del Vuelo Nacional de España (1980-1986) y de las ortofotografías digitales del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) de 2015 (Instituto Geográfico Nacional [IGN], 1986 y 2015). Así mismo, se ha utilizado el Modelo Digital del terreno del IGN con paso de malla de 5 m (MDT05) para realizar cálculos sobre superficies y distribución de elementos mediante un Sistema de Información Geográfica y el software ArcGis 10.1 de ESRI. En concreto, se han digitalizado y georreferenciado todas las geoformas a partir de los croquis levantados en el trabajo de campo y mediante fotointerpretación y se han relacionado espacialmente con la cartografía temática realizada, a saber, el mapa geológico elaborado a partir de la información geológica del Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1976 y 1982), específicamente de Merino-Tomé, Suárez y Alonso (2014), así como de Aller (1993); los mapas de pendientes, orientaciones, sombreado de relieve, cuencas y sumideros efectuados sobre el MDT05 y el mapa de vegetación de Beato (2018).

Por último, se ha elaborado un mapa geomorfológico diseñado con *Adobe Illustrator CS6* simplificado para su publicación en pequeño formato (A4). Se ha partido de la cartografía de Beato (2018) que emplea el sistema cartográfico francés RCP nº 77 del *Centre National de la Recherche Scientifique* (CNRS) (1972) y Joly, (1997), puesto que configura uno de los mejores métodos científicos de representación cartográfica, de amplia tradición en España y fundamental para la planificación territorial (Poblete, Beato y Marino, 2016; Marino, Poblete y Beato, 2019). Se ha utilizado la base topográfica a escala 1:25.000 del IGN (hojas nº 52-II, 52-IV y 77-II) descargable digitalmente y en abierto (Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica [CNIG]) en formato vectorial y PDF (IGN, 2010, 2012a y 2012b).

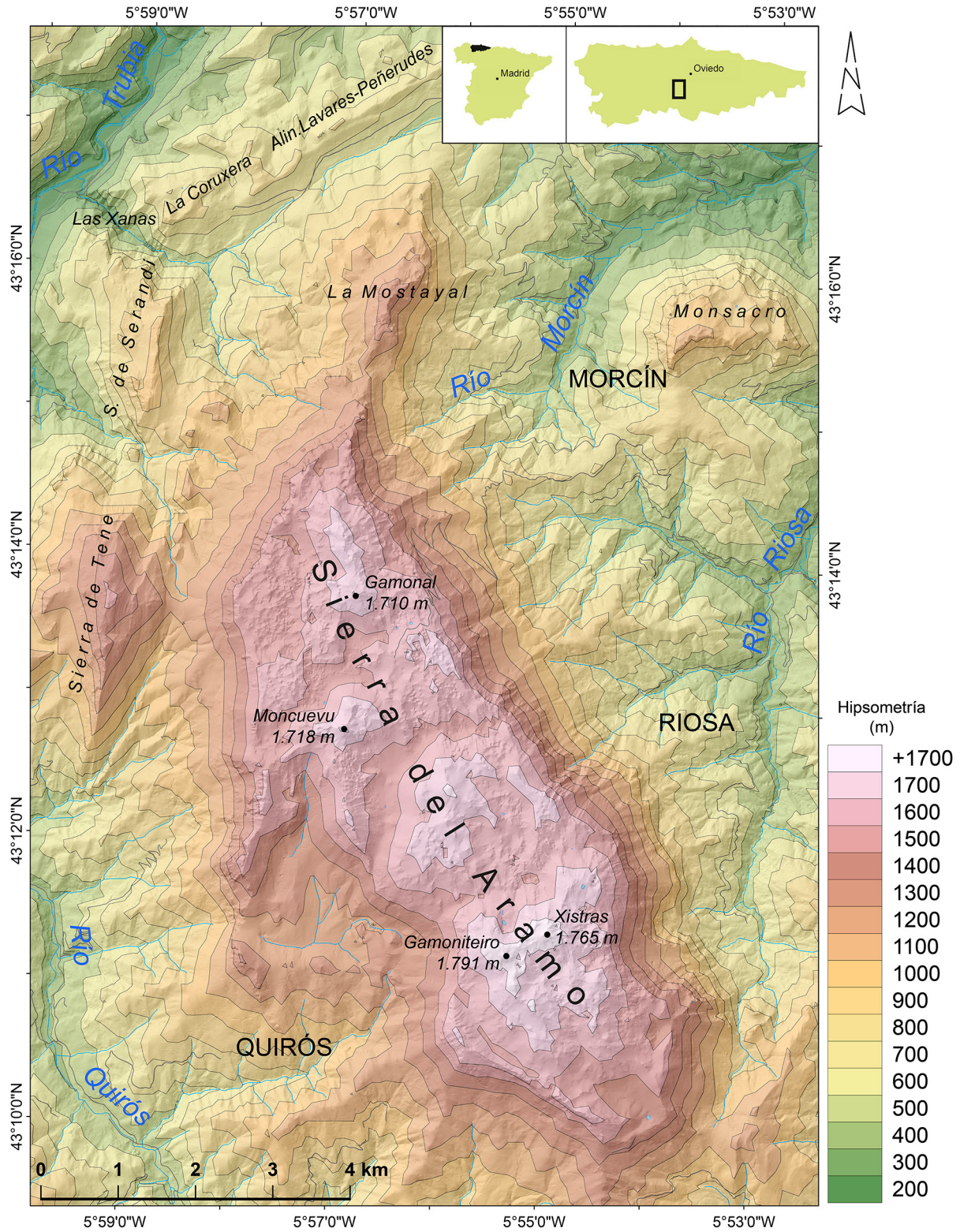
## 2.2. Descripción del área de estudio

La Sierra del Aramo es una de las principales montañas medias (Pico Gamoniteiru, 1.791 m y Xistras, 1.766 m) del Macizo Central Asturiano. Se localiza a unos 20 km al SW de Oviedo donde se extiende a lo largo de unos 15 km de longitud en dirección NNW-SSE (Figura 1). De este modo, separa las cuencas de los ríos Trubia al O y Caudal al E, al que vierten sus aguas los ríos Morcín y Riosa. Se trata de un macizo calcáreo constituido por una plataforma cacuminal de 3.800 ha que se eleva por encima de los 1.300 m. Sobresale entre otras unidades calcáreas de menor entidad (Sierra de Tene, Sierra de Serandi, Sierra de La Coruxera, Monsacro) y los propios valles pizarrosos con importantes desniveles. En efecto, mientras que las cumbres alcanzan el piso subalpino, en los fondos de valle se descende por debajo de los 300 m, cobijando, por tanto, varios cinturones bioclimáticos matizados por el factor topográfico. Se produce así un escalonamiento de las condiciones del clima atlántico, predominando, no obstante, las temperaturas suaves (media anual de 13 °C en los fondos de los valles y de 6 o 7 °C en las zonas más altas) y abundantes precipitaciones (media anual de 1.100 a 1.500 mm) aunque con un aumento de la rigurosidad térmica en altura. Esto influye directamente en las formaciones vegetales de los distritos biogeográficos Cántabro-atlántico y Orocantábrico, en concreto, en los hayedos, robledales, castañedos, brezales-tojales y matorrales petranos, muy transformados por la acción secular antrópica (Beato, 2018).

Geológicamente, el Aramo y sus estribaciones se consideran una subcuenca del manto de Sobia-Bodón (IGME, 1982) o como una unidad en sí misma de la Zona Cantábrica (ZC) (Figura 2). Por tanto, pertenecen al ramal externo de la Cadena Ibérica Herciniana, constituido por materiales del zócalo precámbrico-paleozoico de la península Ibérica afectados por el plegamiento herciniano (Lotze, 1945). Limita al Oeste por la unidad de la Sobia y se compone de dos grandes estructuras plegadas: por un lado, el sinclinorio de Quirós y, por otro, el anticlinorio del Aramo-Morcín (IGME, 1976). Ambos sistemas de pliegues cabalgan hacia el Este sobre la Cuenca Carbonífera Central por el denominado cabalgamiento del Aramo, donde las calizas namurienses del Aramo y el Monsacro se superponen a los materiales que continúan la serie litoestratigráfica, del mismo modo que lo hace el Devónico aflorante en Morcín y Riosa. En concreto, se trata de los materiales del Grupo Rañeces-La Vid, del Devónico inferior, compuesto por potentes bancos de areniscas con pizarras y cierta alternancia de calizas y margas de edad Lochkovienne-Emsiense, generadas en un medio nerítico poco profundo (IGME, 1976). Por encima, se hallan los materiales carbonatados de la formación Moniello-Santa Lucía (Manjón, 1973) y las areniscas ferruginosas y pizarras del Devónico medio, propias del Grupo Naranco-Huergas (IGME, 1976). Tras la laguna estratigráfica del Givetense, el Devónico Superior está constituido por las areniscas cuarcíticas y limolitas de la Formación Ermita y la caliza de Candamo (Formación Candamo-Baleas-Las Portillas) a la que

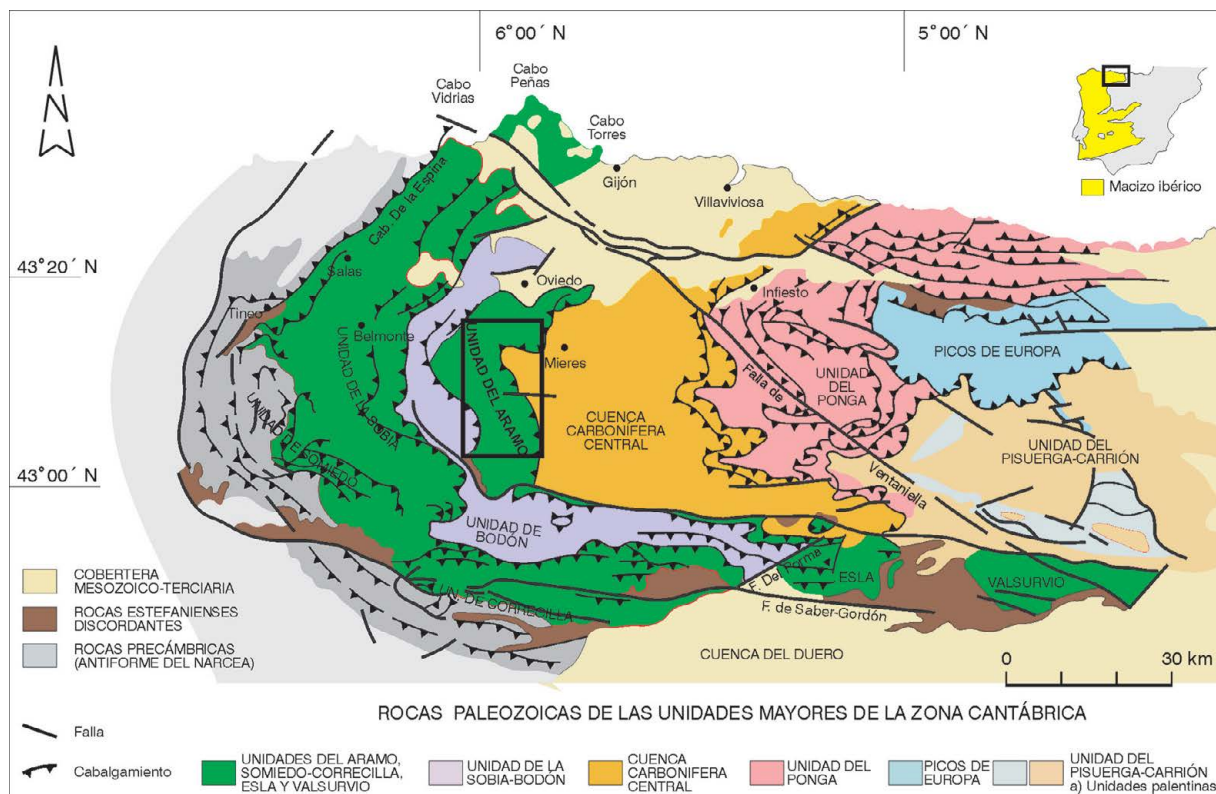
suceden las calizas «Griotte» de la Formación Alba, estas últimas fechadas ya en el Carbonífero. La serie carbonífera se completa con las calizas del Namuriense y los materiales siliciclásticos del Westfaliense, que ocupan la mayor parte de la superficie estudiada.

Figura 1. Mapa de localización del área de estudio



Fuente: bases topográficas del IGN. Elaboración propia

Figura 2. Esquema de la Zona Cantábrica



Fuente: Julivert (1983a y 1983b), Rodríguez (1983) y Marquínez (1989). Elaboración propia

### 3. Resultados

#### 3.1. La organización morfoestructural

El relieve del área analizada se define por la existencia de resaltes calizos namurienses sobre los valles devónicos y carboníferos labrados en materiales más deleznales (pizarras, areniscas, margas, capas de carbón). A pesar de configurar un paisaje abrupto de montaña, no obstante, los afloramientos carbonatados sólo alcanzan una altitud media (Sierras del Aramo y Tene) o incluso media-baja (Sierra de Serandi, Monsacro, La Coruxera, alineación Lavares-Peñerudes), a modo de pequeños macizos debido a la masividad de las calizas. En efecto, la estabilidad del medio de sedimentación nerítico durante el inicio del Carbonífero superior explica la gran potencia de las calizas masivas que constituyen el almacén estructural de la Sierra del Aramo y de los principales relieves montañosos de toda la ZC (Rodríguez, 2008). Así lo corrobora que los sedimentos carbonatados de edad namuriense estén apoyados sobre las calizas rosadas viseienses sin solución de continuidad. Julivert (1958) estimó que dicho conjunto calizo tiene una potencia de entre 250 y 300 m, por contra, más recientemente Aller (1993) distingue entre dos formaciones diferentes: Valdeteja, de calizas blancas y grises claras masivas con un espesor que oscila entre los 300 m en el N del Aramo y los 1.000 m en el SE; y Barcaliente caracterizada por calizas negras y grises oscuras laminadas. Para esta última formación el citado autor no se aventura a detallar un espesor concreto debido a las dificultades técnicas para calcularlo, dada la complejidad de la propia estructura de la sierra. En efecto, está compuesta por un extenso apilamiento de estratos calcáreos verticalizados en forma de escamas cabalgantes muy fracturadas transversalmente (Aller, 1993). Para Julivert (1958), en cambio, se estructura sobre cuatro anticlinales principales con ejes N-S, más claros hacia el O y con un cierre periclinal en la terminación S del Aramo. En este sentido se interpreta también en la hoja 52 de la segunda edición del mapa geológico de España 1:50.000, si bien, es clara la acumulación de importantes espesores carbonatados montados unos sobre otros hacia naciente (Beato, 2018). En concreto, Aller (1993) identifica tres unidades estructurales diferentes en la constitución del Aramo que de Oeste a Este son: la Unidad de la Peña del Alba, caracterizada por una estructura simple y un único cabalgamiento interno en la Formación Barcaliente; la Unidad del Gamoniterio, más compleja y extensa con un gran

apilamiento de capas calizas cabalgantes plegado en el Sur por el antiforme de Los Veneros; y la Unidad de Llazarandín determinada por el pliegue apretado del antiforme de Llazarandín.

Así pues, el carácter masivo de las calizas namurienses constituye la base del enérgico relieve, toda vez que los roquedos carbonatados permanecen en resalte sobre los materiales circundantes más deleznable, no sólo en la Sierra del Aramo sino también en otras estribaciones. En concreto, las sierras de Caranga, Serandi y Tene, a poniente, constituyen terminaciones meridionales de un conjunto carbonífero de estructuras plegadas y cabalgantes, que se incurvan hacia el NE como parte de la Rodilla Astúrica, prolongándose hasta los materiales mesocenoicos del Surco de Oviedo. Son todas de menor entidad que el Aramo, pero similares características: rocas carbonatadas dispuestas en estratos verticalizados que dominan el paisaje, a menudo diseccionados por gargantas en líneas de debilidad, y que se alternan con afloramientos más modernos y de menor resistencia.

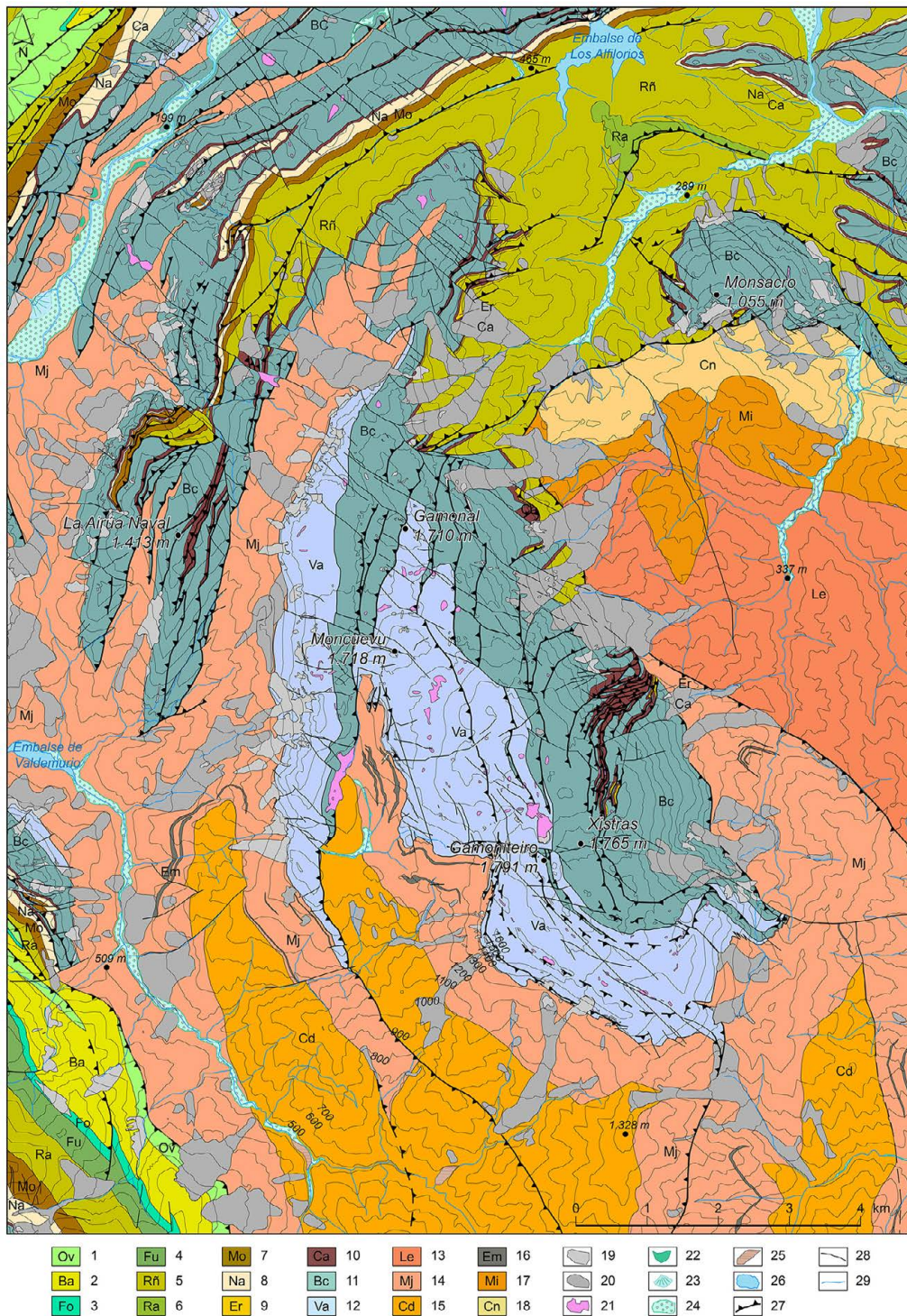
A diferencia de otras montañas más elevadas o de diferente litología, no presentan una sucesión de cumbres en forma de crestería. Fruto de una eficaz erosión y disolución sobre las masivas calizas de montaña, dirigida por las líneas de estratificación y de fracturas, se han labrado plataformas cacuminales karstificadas. Así, la Sierra del Aramo presenta una superficie cacuminal irregular resultado de la alternancia de zonas deprimidas con modestos picos romos que llegan a superar los 1.700 m. Llopis (1954) se percató de la uniformidad de las altitudes de estas cumbres, entre los 1.712 m de La Gamonal y los 1.782 m del Gamoniteiro, mientras que Julivert (1963) señaló la elevación de estas de Norte a Sur indicando la topografía descendente del conjunto septentrionalmente. Las extensas superficies rocosas tienen aspecto ruiforme por la disolución de las calizas debido en superficie al agua de escorrentía cargada de dióxido de carbono y bajo el suelo a los ácidos húmicos presentes en el mismo (observable una vez destapada la roca por la erosión). La karstificación es intensa y en la Sierra del Aramo se plasma morfológicamente en un sinfín de dolinas y de cuatro valles secos que, como ya advirtió Julivert (1963), se orientan de NE a SO, salvo el de Los Veneros que lo hace de NO a SE debido a la curvatura que experimentan los cabalgamientos y los estratos en el sector meridional (Figura 3).

Por otro lado, los afloramientos rocosos elevados presentan vertientes disimétricas con superficies regularizadas por erosión y, por el contrario, escarpes con canchales a su pie. Además, son abundantes las cavidades colgadas labradas por corrientes fluviales superficiales o endógenas antiguas como las que circulan por el interior del macizo calizo a partir de sumideros y galerías subterráneas. La cantidad de dolinas es muy amplia adoptando diferentes formas y tamaños, normalmente agrupadas en campos de dolinas de similares características, formándose también uvalas por coalescencia. Otro fenómeno kárstico, el lapiaz o *karren*, está presente en diferentes tamaños y modalidades. Por último, el modelado nivope-ri-glaciario ha actuado incrementando la eficacia de los procesos de karstificación, por ejemplo, en la regularización de algunas vertientes elevadas (Beato *et al.*, 2019a). Asimismo, varios campos de dolinas de la Sierra del Aramo están compuestos en realidad por decenas de pozos nivales de gran desarrollo vertical y, por otro lado, algunas depresiones de mayor diámetro y oquedades han actuado como nichos de nivación, especialmente en las culminaciones de las laderas desde donde parten canales de aludes muy activas (Beato, Poblete y Marino, 2019c). Tal es el caso de su vertiente riosana, con picos por encima de los 1.600 m y escarpes labrados en las calizas seccionadas. Se halla además plagada de movimientos en masa, como otras laderas de los resaltes carbonatados, fruto de la desestabilización de las calizas verticalizadas por la erosión de los materiales impermeables basales y la generación de planos de deslizamiento favorecidos por la circulación hídrica subterránea (Beato, 2018).

La extensa plataforma de la Sierra del Aramo tiene continuidad hacia el Norte en La Mostayal, individualizada debido a sendos movimientos en masa hacia las vertientes de poniente y naciente. A través del collado de Pan de la Forca (1.093 m) enlaza con un fleco rocoso que gana altitud y anchura hacia el S hasta alcanzar la zona cacuminal del Aramo. Presenta canales labrados en las calizas por la acción nivope-ri-glaciario, algunas dolinas en el sector N, pequeños canchales en su flanco occidental, así como superficies regularizadas tanto por erosión como por acumulación.

En la parte central, donde el Aramo se flexiona hacia el Sureste, un brazo calizo se separa con dirección meridional. Desde el pico Pelitrón (1.562 m) pierde altitud hasta la Peña del Alba (1.308 m) y queda engarzado entre los materiales pizarrosos de la Formación San Emiliano. Al Oeste presenta grandes escarpes, canales de aludes y cicatrices desde las que han partido grandes movimientos en masa. Sin embargo, vertientes regularizadas y karstificadas a naciente individualizan y dejan colgados dos valles endorreicos (Covachos y Agüeras) drenados por varios sumideros.

Figura 3. Mapa geológico del área de estudio



Leyenda del mapa geológico: 1. Formación Oville (Cámbrico). 2. Formación Barrios (Ordovícico). 3. Formación Formigoso (Silúrico). 4. Formaciones Furada y San Pedro (Silúrico). 5. Grupos Rañeces y La Vid (Devónico Inferior). 6. Areniscas cuarcíticas del Grupo Rañeces (Devónico Inferior). 7. Formaciones Moniello y Santa Lucía (Devónico). 8. Formación Naranco (Devónico). 9. Formación Ermita (Devónico Superior). 10. Formaciones Candamo, Bales y Alba (Devónico-Carbonífero). 11. Formación Barcaliente (Carbonífero Superior). 12. Formación Valdeteja (Carbonífero Superior). 13. Grupo Lena. 14. Formación San Emiliano Miembro La Majúa. 15. Formación San Emiliano Miembro Candemuella. 16. Calizas de la Formación San Emiliano. 17. Formación Mieres. 18. Formación Canales. 19. Derrubios de ladera y Canchales. 20. Movimiento en masa. 21. Relleno de fondo de dolina. 22. Terraza aluvial. 23. Abanico aluvial. 24. Fondo aluvial. 25. Escombrera. 26. Embalse. 27. Cabalgamiento. 28. Falla. 29. Río.

Fuente: bases topográficas del IGN, Aller (1993) y Merino-Tomé, *et al.*, (2014). Elaboración propia

Justamente en la otra fachada del Aramo, también en la zona central, se encuentra el único conjunto litológico ajeno a las formaciones Valdeteja y Barcaliente que penetra en el área culminante. Se trata de varias escamas cabalgantes de la Formación Candamo-Baleas-Las Portillas, sin trascendencia destacable en la morfología del relieve cimero (la erosión ha desmantelado el roquedo dejando en modesto resalte los estratos calizos más duros de la formación) si bien estructura una trama de canales que se asoma al valle de Llamo y se prolonga ladera abajo organizando la red de desagüe y de caída de aludes de nieve.

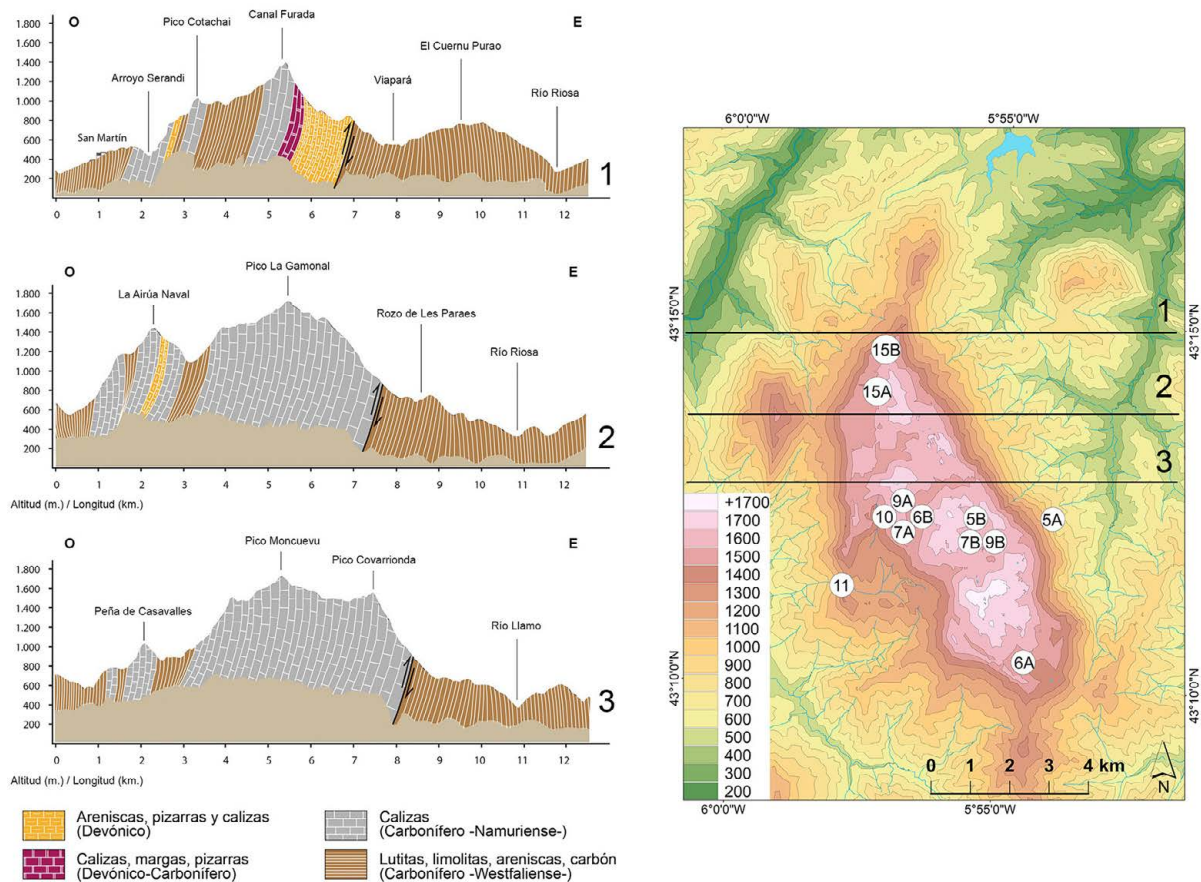
Aparte de la Sierra del Aramo y sus prolongaciones por La Mostayal y Peña del Alba, se distinguen las siguientes unidades calcáreas menores, describiendo un arco en el sector septentrional, que de O a E son: la Sierra de Tene, la Sierra de Serandi y su continuación por La Coruxera, Lavares y Peñerudes y, finalmente, el Monsacro a naciente. La Sierra de Tene tiene su punto más alto en L'Airúa Naval, a 1.424 m, en cuyas cercanías aparecen varias depresiones de disolución kárstica de pequeña superficie que aprovechan la red de fracturas sobre las calizas namurienses y los estratos cabalgantes de la caliza Griotte. Se extiende con dirección meridiana entre dos sinclinales westfalienses, descendiendo en altitud hacia el S progresivamente hasta Sierramolín (625 m), pequeño resalte separado por el arroyo de las Agüeras de Remedina. Por el Norte, está separada de la Sierra de Serandi por fracturas transversales que facilitaron la disección fluvial y la aparición de los materiales del Devónico del anticlinal Pedroveya-Tellego. En la morfología de la sierra destaca su forma convexa, su perfil serrano y la disimetría de sus vertientes: a naciente regularizadas por erosión y a poniente con escarpes, cicatrices y dominio de grandes canchales de cantos y bloques. En ambas se pueden apreciar claramente las líneas de estratificación de la formación caliza. Por otro lado, la Sierra de Serandi presenta una dirección N-S a lo largo de unos 2 km de longitud (con una anchura de poco más de un kilómetro). Este pequeño macizo calcáreo con culminación por debajo de los 1.000 m se encuentra delimitado meridionalmente por el río homónimo que aprovecha una gran fractura transversal y el afloramiento de materiales más deleznable para encajarse (Figura 4) e incluso crea un pequeño desfiladero que individualiza un resalte calizo (Rey Murias, 752 m). Desde el pico Airúas (959 m), la Sierra de Serandi desciende en altitud hacia el desfiladero de Las Xanas, con cotas máximas por encima de los 800 m y formas propias de la disolución kárstica. El desfiladero, de origen fluviokárstico que aprovecha una fractura transversal a los estratos de la Sierra de La Coruxera, presenta escarpes verticales que llegan a sobrepasar los 450 m en algunos puntos. Tiene aproximadamente 2 km de longitud y corta transversalmente varios anticlinales fuertemente plegados, de corto radio y fallados, permitiendo la exhumación de los materiales del Devónico tras el desmantelamiento de las calizas de montaña (Llopis, 1950a; Julivert, 1955).

El conjunto calcáreo en su prolongación hacia la cuenca mesozoica de Oviedo va perdiendo altitud progresivamente (Pico Valle Grande, 739 m; La Cardosa, 639 m; Cadaval, 570 m; El Fresnedal, 464 m). Sobre las líneas estructurales se han abierto pasillos longitudinales siguiendo el apilamiento de las calizas de la Formación Barcaliente y del intervalo Devónico-Carbonífero, así como los estrechos afloramientos de la Formación San Emiliano. Además, existe una densa red de fracturas transversales que individualizan algunos resaltes calizos y guían la disolución concentrada en algunas dolinas como las de Tenebredo o El Cabezón. Por coalescencia de estas cubetas se han generado igualmente varias uvalas como las de El Valle, La Gueva y La Mortera, todas ellas entre Lavares y Llavareyos. El paisaje asemeja un *cockpit* incipiente, sin un desarrollo profundo, en el que se suceden formas cónicas o alomadas sobre vallejitos y depresiones.

Por otro lado, al E del Aramo emerge el Monsacro alcanzando altitudes por encima de los 1.000 m. Septentrionalmente, se trata del flanco de varios anticlinales desmantelados donde aflora el Devónico, en una zona donde se produjeron enormes esfuerzos tectónicos compresivos que dieron lugar a varios plegamientos en diferentes direcciones. Así, los materiales que lo conforman están dispuestos con forma de arco cóncavo hacia el N. Las calizas namurienses representan el almacén de esta estructura, con una potencia total de más de un 1 km, superpuestas sobre los conglomerados cuarcíticos, las areniscas y lutitas de la Formación Mieres por el gran cabalgamiento Aramo-Monsacro, toda vez que el Monsacro constituye el límite noroccidental del Westfaliense de la Cuenca Carbonífera Central y, por tanto, su vertiente meridional está caracterizada por un escarpe rocoso donde se alcanzan las mayores altitudes del conjunto (Pico Cuitu Romiru, 1.055 m). Los materiales de dicha cuenca se componen de calizas, areniscas, lutitas, y pizarras con niveles conglomeráticos y capas de carbón que rodean los afloramientos calizos, dado que dicha sucesión, fundamentalmente siliciclástica, sustituyó lateralmente e incluso fosilizó las calizas de montaña de la Formación Valdeteja (Vera, 2004). Está constituida por el Grupo Lena y las formaciones San Emiliano (miembros Majúa y Candemuela), Mieres y Canales, materiales mayoritariamente deleznales sobre los cuales se han modelado los valles.



Figura 4. Cortes geológicos de la Sierra del Aramo y localización de estos, así como de las figuras y fotografías que acompañan al texto



Elaboración propia

### 3.2. Los escarpes de falla y cabalgamiento

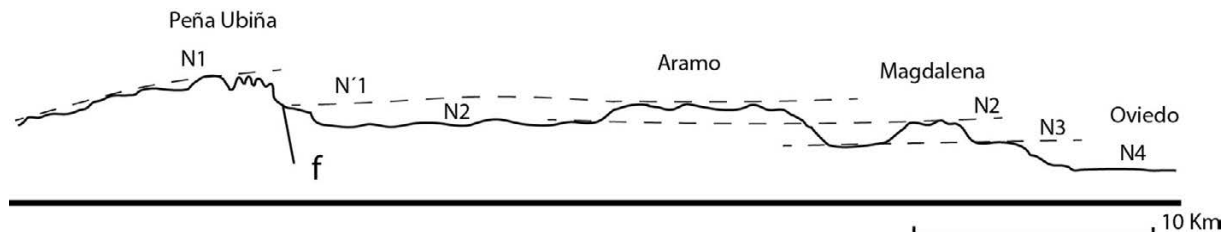
La serie litoestratigráfica se distribuye siguiendo las pautas hercínicas que conformaron la Rodilla asturiana. La dirección del cabalgamiento de la Unidad del Aramo sobre la cuenca hundida de Riosa se refleja en las escamas calcáreas que vigorizan el relieve de la Sierra del Aramo y el resto de los afloramientos calcáreos. Los cabalgamientos son en gran medida paralelos a las líneas de estratificación de las calizas de la escama, siguiendo una dirección general N-S que termina en el sector meridional del Aramo con un cierre hacia el E en el denominado antiforme de Los Veneros (Aller, 1993), que pone fin al afloramiento de las calizas de montaña.

En las últimas fases de la orogenia hercínica se produjo un cese de los esfuerzos compresivos y un cambio hacia una tectónica de fractura que genera grandes fallas de dirección predominante Oeste-Este (Rodríguez, 2008), como la falla que recorre transversalmente el Aramo originada durante el Pérmico (IGME, 1976). A partir de esa etapa y hasta el comienzo de la orogenia alpina aconteció un largo periodo de relativa calma tectónica que desencadenó una intensa labor erosiva. Se produce, por tanto, el arrasamiento de las estructuras hercínicas generando amplias plataformas pre-triásicas (Llopis, 1954).

Las estructuras generadas por la orogenia hercínica y transformadas a lo largo de 250 Ma por los diferentes agentes erosivos fueron reactivadas durante la tectogénesis alpina (Marquínez, 1992). Las fuertes convulsiones orogénicas tuvieron su mayor ímpetu durante el Terciario si bien su papel no está del todo claro, toda vez que no existen materiales coetáneos, esto es, mesozoicos y cenozoicos que permitan identificar de forma precisa qué fracturas se produjeron en aquel periodo y cuáles fueron resultado de la reactivación de los sistemas de fallas previos (Rodríguez, 2008). Dichas fracturas se encuentran en todos los afloramientos calcáreos con diferente tamaño (de métrico a kilométrico), pudiéndose seguir su trazo también a partir de los cursos de los ríos, arroyos y regueros que discurren en las pizarras y areniscas de los valles, fruto del encajamiento post-terciario de la red hidrográfica. Además, según Llopis (1954)

durante la orogenia Alpina la superficie pre-triásica se fragmentó en bloques que se desnivelaron en diferentes escalones o plataformas desde la divisoria (Figura 5). En estas unidades, una de ellas la Sierra del Aramo, se generaron rampas de erosión neógenas que fueron incididas posteriormente, rejuveneciendo algunas estructuras hercinianas y dejando valles colgados sobre los materiales más duros, donde se localizan rellenos de naturaleza alóctona (Rodríguez, 2008 y 2012).

Figura 5. Perfil ideal entre la divisoria cantábrica y Oviedo, mostrando las penillanuras parciales encajadas descritas por Llopis (1954)

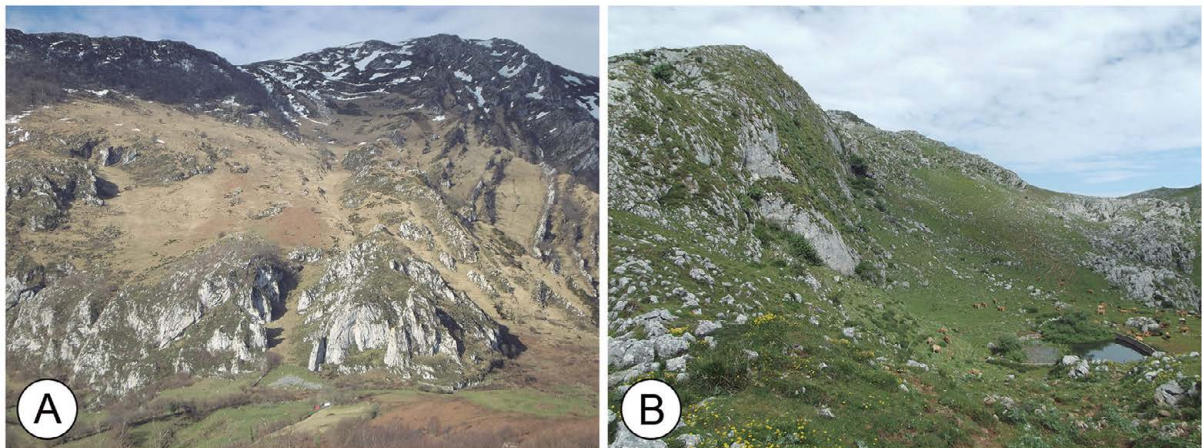


Leyenda de la Figura 5: N<sub>1</sub>, penillanura inicial, 2.400 m en Peña Ubiña; N'<sub>1</sub>, la misma penillanura hundida por la falla f, entre 1.600 y 1.700 m; N<sub>2</sub>, nivel de cordales, 1.300- 1.000 m, que enrasa las cumbres de la Magdalena a 1.200 m; N<sub>3</sub>, nivel del Naranco, 600- 800 m; N<sub>4</sub>, nivel de Oviedo, 340 m.

Fuente: Llopis (1954)

En la ZC los cabalgamientos se presentan normalmente en sistemas imbricados tal y como ocurre en la Sierra del Aramo (Aramburu y Bastida, 1995). En esta unidad, la sedimentación calcárea del Carbonífero inferior se aprieta y eleva, en conjunto, sobre la terrígena de la parte media y superior de la serie, respondiendo así a los esfuerzos compresivos hercínicos de dirección O-E (Fuente y Sáenz de Santa María, 1999). Por tanto, las escamas calizas cabalgantes que conforman el armazón estructural del Aramo se disponen en función del transporte sinorogénico con despegues de trazado N-S. No obstante, como solución a la flexión varisca del Arco astúrico, la inversión estratigráfica cambia a O-E tanto por el Norte como por el Sur (Aller, 1993).

Figura 6. Fotografías de escarpes de cabalgamiento y falla



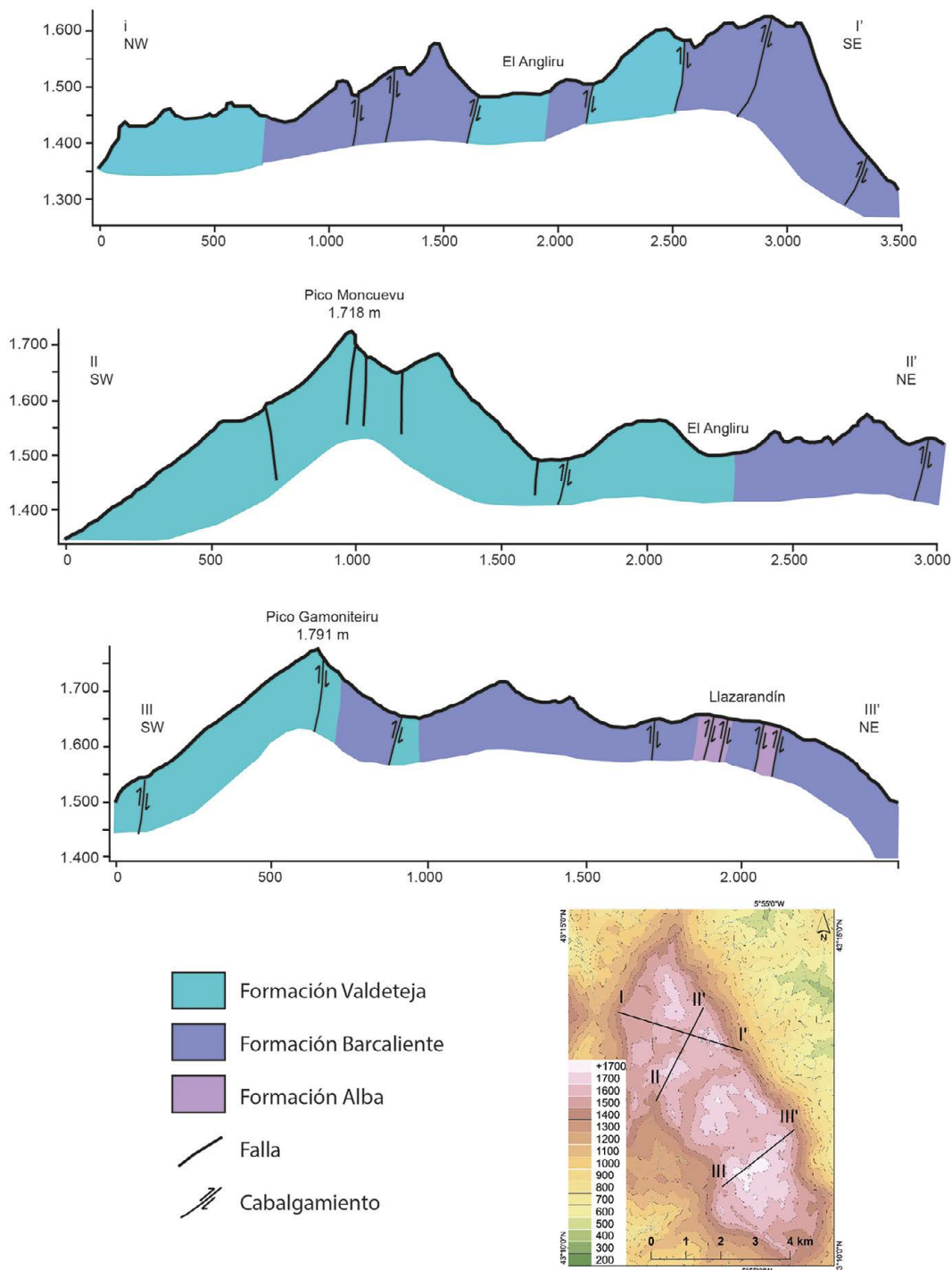
A) En primer plano, escarpe de cabalgamiento del Aramo sobre la Cuenca Carbonífera Central. A la izquierda de la imagen, escamas cabalgantes de la Formación Candamo-Baleas-Alba, con las calizas griotte en resalte. B) Escarpe de falla en las calizas de la Formación Valdeteja sobre el Llagu Robles.

Elaboración propia

Estas líneas estructurales arqueadas se conservan en gran medida reactivadas por la orogenia Alpina (Pulgar, Alonso, Espina y Marín, 1999). Sin embargo, durante este ciclo la serie carbonífera sufrió un largo periodo de erosión y arrasamiento permotriásico, en el cual fueron eliminados casi en su totalidad los materiales del Westfaliense depositados sobre los estratos carbonatados namurienses. Además, durante la fase alpina una gran cobertera mesozoica pudo cubrir casi toda la ZC aunque la reactivación de pliegues y cabalgamientos posibilitó su eliminación casi por completo (Aramburu y Bastida, 1995; Alonso, Martínez y García-Ramos, 2007). En definitiva, ambas etapas orogénicas produjeron una importante fracturación

del roquedo y el levantamiento o hundimiento de unas unidades sobre otras, fundamentalmente a partir de fallas inversas (Aramburu y Bastida, 1995). Así, se formaron escarpes de falla y cabalgamientos que en buena medida permanecen. El principal frente se halla en la vertiente oriental donde la Unidad del Aramo cabalga sobre la Cuenca Carbonífera Central. En efecto, el despegue del Cabalgamiento del Aramo se puede seguir a partir de varios escarpes que perviven allí donde la dinámica de laderas no los ha borrado por erosión u ocultado por acumulación. En concreto, se trata de desniveles verticales de unos 100 m que se sitúan entre las isohipsas de 850 y 950 m, especialmente en la mitad meridional, en el valle de Llamo.

Figura 7. Cortes geológicos de la plataforma cacuminal de la Sierra del Aramo



Elaboración propia

Otras unidades cabalgantes en las que se han producido escarpes son la Formación Cándamo-Baleas-Alba y las calizas de montaña, ambas sobre sí mismas. En el primer caso, se trata de pequeños desniveles métricos debidos al cabalgamiento y a la erosión diferencial de los materiales correspondientes al tránsito entre el Devónico y el Carbonífero. La sucesión litológica está compuesta principalmente por calizas (nodulosas, rojas y rosadas), bandas de pizarras silíceas rojas y grises, arcillas y margas verdosas. El despegue imbricado de los estratos y la eficaz erosión de los materiales más deleznable de la serie explica la existencia de estos resaltes seriados en la zona central de la vertiente oriental del Aramo (Figura 6).

Por otro lado, en la plataforma cacuminal se conservan escarpes en las calizas namurienses asociados tanto a cabalgamientos como a fallas (Figura 7). En la umbría del valle de Los Veneros se encuentra un desnivel vertical de unas decenas de metros debido al cabalgamiento interno en la Formación Valdeteja. Castañón (1989) señala el contraste respecto a la vertiente opuesta, totalmente regularizada, e hipotetiza sobre la actuación de la gelifracción en el desarrollo de la disimetría en estos relieves de origen estructural. Al NE, en el área de La Golpeya, el apilamiento de varias series namurienses ha construido un relieve positivo con varios declives acentuados por la excavación fluvial y la caída de bloques, asimismo por una importante falla en el contacto con los materiales westfalienses. En cuanto al papel de la red de fracturación sobre las calizas masivas, cabe destacar las estructuras falladas con dirección NO-SE que seccionan de forma múltiple la mitad septentrional de la plataforma. En concreto, sobre la Formación Valdeteja genera algunos escarpes entre los que sobresale el del Llagu Robles, al SE del Pico Barrusu (1.694 m), con una altura por encima de los 50 m.

La disolución kárstica ha contribuido en su morfogénesis tal y como queda demostrado por la presencia de una gran depresión a su pie, en parte colmatada por derrubios, así como por grandes conductos subterráneos exhumados y colgados en la pared caliza. En efecto, la karstificación, guiada por las líneas de fractura y ayudada por la nieve, ha producido paredes métricas por toda la plataforma cacuminal. Por otra parte, algunas fallas de dirección E-O contribuyen de igual manera a la formación de algunos pequeños escarpes en la sierra.

### 3.3. El karst exógeno

En los territorios karstificados, los aportes hídricos en forma de precipitaciones o escorrentía superficial son drenados fundamentalmente de manera subterránea. Esta circulación organiza, pues, el conjunto del sistema hidrológico y, en función del tiempo, puede llegar a modificar o incluso alterar por completo la red fluvial a partir de los fenómenos de disolución (Ginés, 2000). Este hecho es evidente en la Sierra del Aramo a tenor de la presencia de cuatro valles secos sobre calizas y un valle colgado en materiales pizarrasos (Julivert, 1958). En concreto, se trata de las cuencas calcáreas de Xiniestro-Xanzana, Braña de Vallongo-Fuente Barrera y La Cruz del Fresno, con dirección NE-SO, así como la de Cubiellos-Los Veneros orientada contrariamente de NO a SE (Figura 8). Sus fondos circulan entre los 1.450 y los 1.550 m y están compuestos por dolinas, en gran medida amplias y de fondo plano, rellenas de arcillas rojizas y nódulos ferruginosos. No obstante, Los Veneros desciende por debajo de los 1.350 m y presenta, además, mayores contenidos de hierro (en cantidad y volumen de nódulos), tal y como ocurre un poco más al Norte en el vallejo de Ablanu-Abeduriu. Finalmente, el arroyo Entresierras evacúa las aguas del afloramiento westfaliense de Covachos (Muriellos) a través de un sumidero al pie de la Peña del Alba, limitando su evolución y dinámica modeladora situada por encima de los 1.100 m de forma estable.

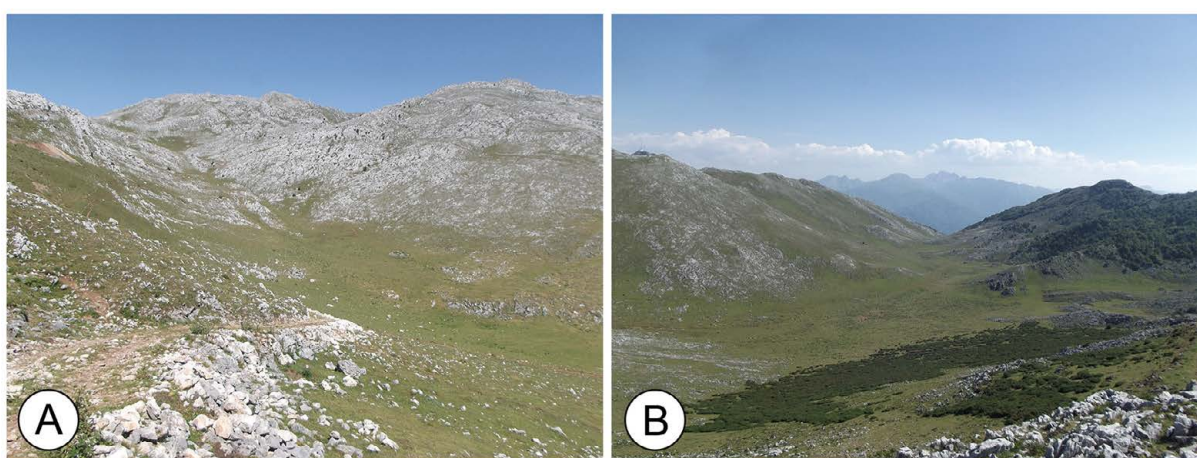
Los cinco valles secos son formas relictas resultado de una organización antigua del relieve, así como de los cambios en la red hidrográfica y de drenaje. Por tanto, expresan diferentes etapas y distintos niveles de profundización (Julivert, 1958 y 1963). En este sentido, las geoformas y los rellenos de las depresiones han servido a diversos autores para intentar establecer una cronología de la karstificación con varias fases para el conjunto asturiano: una primera pre-alpina, un paleokarst neógeno y una última de karst cuaternario (Hoyos y Herrero, 1989), todas ellas identificables en el Aramo (Llopis, 1955a y 1970; Hoyos, 1979).

Por encima de estos valles se elevan los afloramientos calizos masivos que presentan cumbres que sobrepasan los 1.700 m, descendiendo hacia el N desde los 1.791 m del Gamoniteiro hasta los 1.710 m de La Gamonal. Los tres paleocauces septentrionales tienen vertientes disimétricas con superficies regularizadas por erosión al ONO y topografías abruptas y caóticas plagadas de dolinas, corredores kársticos, pequeños conos y pináculos hacia el SSE. Sin embargo, esta disimetría se manifiesta de forma opuesta en el valle de Cubiellos-Los Veneros, dificultando la realización de hipótesis generales de su evolución.

Las vertientes regularizadas coinciden en algunos casos con las laderas de los mayores resaltes, constituyendo formas cónicas incompletas de gran talla como las del Pico Moncuevu o el Barriscal. Dicha

forma se encuentra en toda la plataforma culminante, con menor tamaño, pero en mayor número, toda vez que se halla atestada de conos rodeados de depresiones y zonas de regularización de pendientes, similares a los denominados mogotes o *hums*. Esta semejanza ha llevado a muchos autores a asociar su génesis con paleoclimas subtropicales y tropicales imperantes probablemente entre el final del Mesozoico y el comienzo del Terciario (Llopis, 1955a y 1970; Hoyos, 1979; Nicod y Salomon, 1990; Nicod, 2002; Rodríguez, 2008, 2012 y 2015). La explicación paleoclimática se utiliza también para la generación de los pináculos y el lapiaz en agujas que muestran algunos enclaves de esta y otras sierras calizas asturianas de altitud media (Rodríguez, 2008, 2012 y 2015). No obstante, se han formulado otras interpretaciones que dan mayor peso a la composición química de los materiales suprayacentes, los cuales facilitan la eficacia de la disolución de las calizas cubiertas en climas templados como el mediterráneo o el oceánico (García, 1989). En el Aramo, estas formas apuntadas se desarrollan tanto en los fondos de los valles secos como en las vertientes y tienen proporciones que oscilan de tamaño centimétrico a métrico, aflorando como norma general agrupadas (Figura 9).

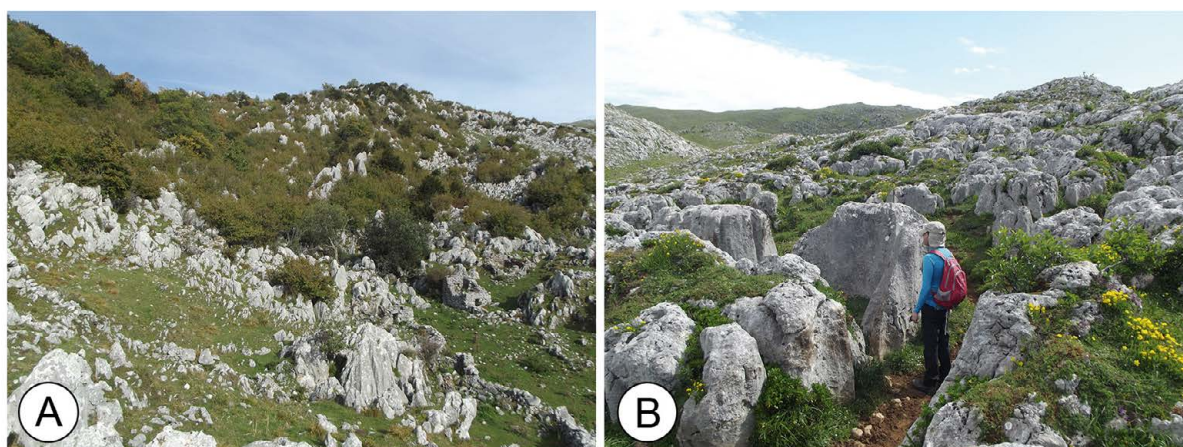
Figura 8. Fotografías de valles secos



A) Valle seco de Los Veneros. B) Valle seco de Vallongo.

Elaboración propia

Figura 9. Fotografías de karst en pináculos

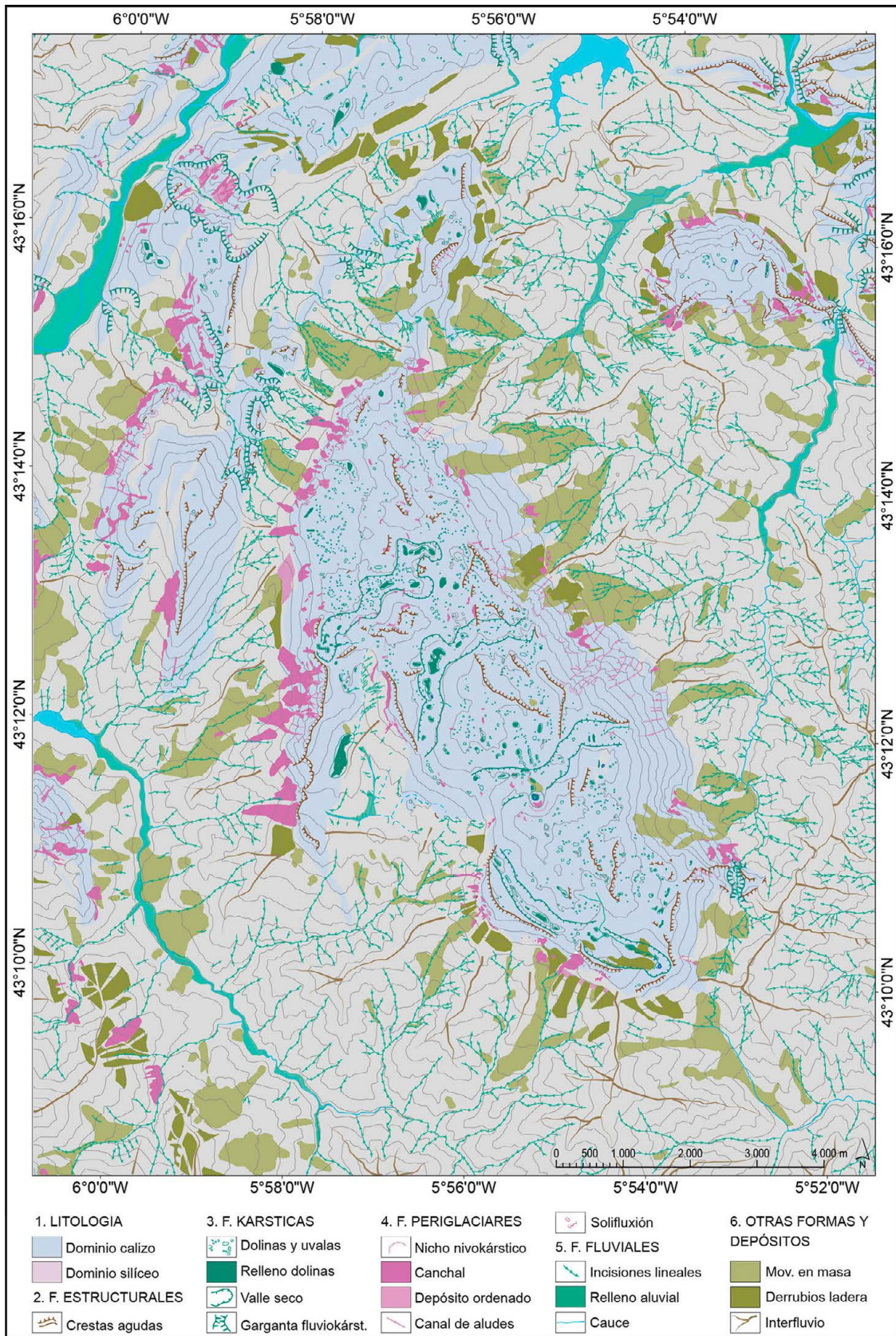


A) Pináculos apuntados en Braña Vallongo. B) Pináculos con cabezas redondeadas en Xiniestal.

Elaboración propia

Destaca el grupo de pináculos situado en la Braña Vallongo en orientación SSE, desde la parte baja de la ladera hasta los picos locales, con alturas superiores a los dos metros. De menor entidad son los pináculos de otros enclaves como Xiniestal, así como los de La Florida y Valdesiniestro (Xiniestro), emergentes en los rellenos de los antiguos cauces. Más allá de toda interpretación paleoclimática o fisicoquímica presentan un gran control estructural como es obvio en los fenómenos kársticos.

Figura 10. Mapa geomorfológico simplificado



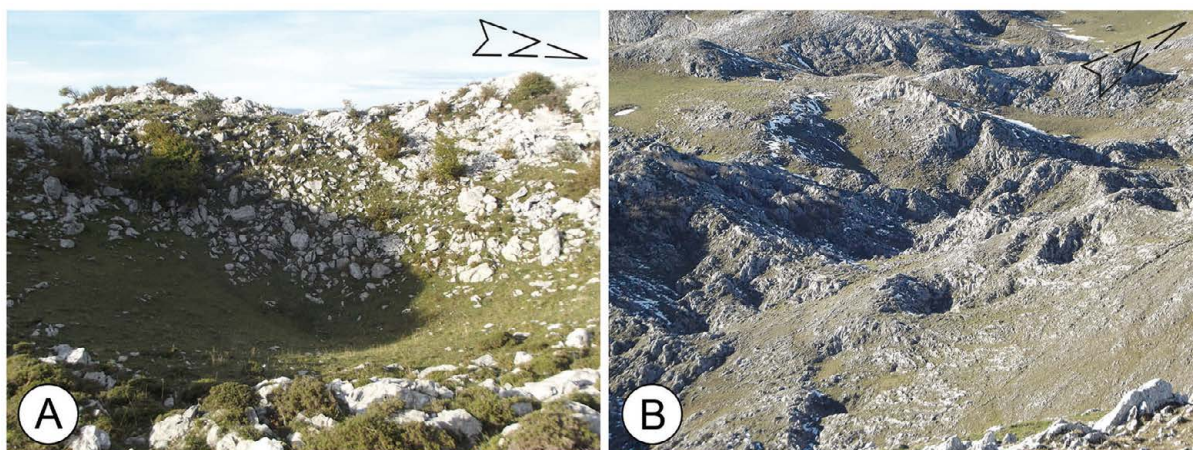
Fuente: Beato, Poblete, Rodríguez y Marino (2019). Elaboración propia

Las dolinas aparecen también agrupadas en forma de campos (Figura 10). En concreto, los campos de dolinas ocupan aproximadamente 9 km<sup>2</sup>, esto es, el 41% de la plataforma culminante (22 km<sup>2</sup>). Así pues, la densidad es de 33 dolinas por km<sup>2</sup>, cifra elevada y similar a las obtenidas en el Pirineo aragonés, las Sierras Exteriores oscenses y el Jura francés (Rodríguez, 1986; Chueca, 1990). Igualmente, el análisis del modelo digital del terreno (MDT05 del IGN) arroja la cifra de 6.852 depresiones en el área analizada mediante la función *Sink* de ArcGis. Aunque es un dato estimativo, pues habría que depurar de forma precisa la información, ofrece una idea clara de la importancia en el paisaje de las dolinas y sumideros, así como de la dificultad para realizar un catálogo caracterizando todas las depresiones kársticas. Por otra parte, la superposición de los mapas geológico y geomorfológico y los modelos digitales muestra la relación directa entre las formas y las estructuras.

El diámetro de las dolinas va desde los dos metros hasta superar con creces los 100, e incluso los 200 en el caso de algunas uvalas formadas por coalescencia de áreas de disolución. Buena parte de las áreas deprimidas tienen rellenos ferruginosos con matriz arcillosa y materiales alóctonos como ocurre en otras sierras similares como la de Sobia (Rodríguez, 2008 y 2012).

Igualmente, estas depresiones kársticas aparecen aisladas no sólo en el Aramo sino también en todas las unidades calcáreas del entorno, tanto con tamaños métricos como decamétricos. Además de las mencionadas dolinas de fondo plano rellenas de materiales ferruginosos y arcillas de descalcificación, hay otros tres tipos más de dolinas de disolución, a saber, en embudo, en cubeta y en pozo. En menor proporción se hallan también boches y dolinas de colapso. Las dolinas en embudo y en pozo se distribuyen, al igual que los otros tipos, siguiendo directrices estructurales. Por tanto, aparecen alineadas coherentemente con líneas de fractura y planos de estratificación. Presentan diámetros de tamaño métrico a decamétrico y profundidades que sobrepasan los diez metros, difíciles de medir, toda vez que conectan en muchos casos con galerías subterráneas o no está clara la altitud máxima del perímetro. El papel de la nieve en la generación de estas estructuras (erosión vertical y disolución) lleva a la karstología a hablar de dolinas nivales (Cvijic, 1893), también denominadas pozos nivales o nivokársticos. En general, las dolinas son asimétricas y presentan una vertiente escarpada y otra tendida (Figura 11). Tradicionalmente, esta disimetría se explica por dos factores fundamentales: estructurales y climáticos, esto es, el buzamiento de las capas y la acumulación de la nieve a sotavento (Chueca, 1990). En la Sierra del Aramo esta argumentación puede justificarse en buena medida, aunque el condicionante estructural tiene mayor peso. Gran parte de las dolinas presentan mayor escarpe hacia el O debido a la disolución en el frente del estrato y a la profundización vertical en el contacto entre dos capas contiguas. Así, hacia el E se encuentra el techo de la capa o escama cabalgante siguiente en la sucesión. La acumulación de la nieve a sotavento de los vientos invernales dominantes NNO podría explicar el aumento de esta asimetría de origen estructural entre las vertientes O-N y E-S.

Figura 11. Fotografías de depresiones kársticas



A) Dolina en cubeta al Sur del Pico Moncuevu. B) Campo de dolinas en embudo, pozos nivokársticos y uvala de El Xuegu la Bola.

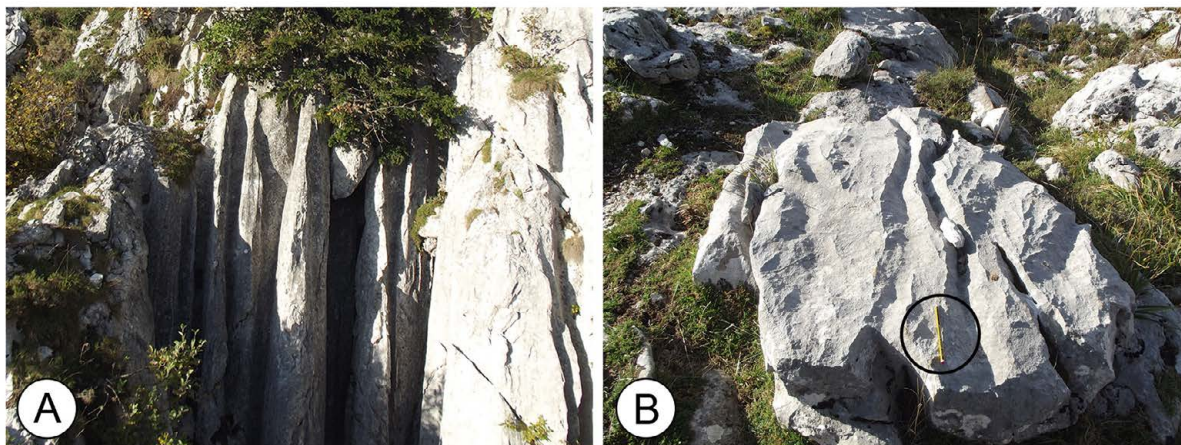
Elaboración propia

No obstante, la verticalidad de los estratos parece determinante en la generación de los pozos nivokársticos, puesto que la disolución y la erosión se concentran en las líneas de estratificación y debilidad.

Goza también de gran importancia en el caso de otros tipos de dolinas como las que tienen forma de cubeta por disolución en contactos y fracturas perpendiculares e incluso las de colapso de galerías sub-superficiales o subsidencia de los rellenos de depresiones hacia los sumideros interiores. Por otra parte, la riqueza de formas de lapiaz es muy amplia en todos los afloramientos calizos. De este modo, hallamos morfologías originadas tanto bajo cubiertas edáficas y vegetales como por la escorrentía libre y en todos los rangos de altitud, sin encontrar apenas una organización altitudinal (todo el macizo calizo se presenta prácticamente en el mismo piso morfogenético) pero sí un control importante ejercido por la pendiente y la nivación. En primer lugar, el lapiaz por heterogeneidades planares se desarrolla por la circulación del agua, la infiltración y la disolución a partir de diaclasas y superficies de estratificación, generando formas estructurales menores denominadas *splitkarren* o incluso de tamaño métrico conocidas como *grikes* o *kluftkarren* (Santos y Marquínez, 2005) que individualizan bloques (*clints* o *flachkarren*). Los afloramientos calizos de la Sierra del Aramo y su entorno están repletos de estas morfologías tanto en lapiaz al aire libre como semicubierto. Una mayor ampliación y profundización de estas estructuras lineales puede dar lugar a la construcción de bogaces, cañones y valles (Asunción, Arlegui y Liesa, 1997). Los primeros están bien representados en la plataforma cacuminal alcanzando longitudes superiores a los 100 m, mientras que las gargantas, en este caso fluvio-kársticas, se desarrollan en la periferia concretamente en la cabecera del río Llamo y en los arroyos de Las Xanas y Serandi.

Entre las formas lineales ajenas a las estructuras, las más destacadas son las estrias y regueros con crestas y aristas (*rillenkarren*) y los canales centimétricos de sección redondeada y embudiformes (*solution runnels* que dan lugar al lapiaz en *rinnekarren*). Ambas se desarrollan en pendientes que tienden a la verticalidad, al igual que los menos representados canales decimétricos de pared (*wandkarren*). Se trata de morfologías originadas a partir de la disolución producida por el agua de lluvia en flujos canalizados sobre los afloramientos de roquedo calizo masivo. También, pero en lugares más tendidos, se desarrollan canalículos y canalillos de disolución (*decantation flutes*) y crestas paralelas onduladas (*solution ripples*), en ocasiones propiciados por la disolución nival en las zonas más elevadas (Figura 12). No obstante, la actividad de la nieve es más evidente en los canales meandriformes (*mäanderkarren*) escasamente representados en la Sierra del Aramo. Por el contrario, el lapiaz formado por agua quieta, estancada o adherida (Ginés, 1990) sí aparece en gran número, en concreto, en morfologías de cubetas, pocillos, canalículos (*microrills*) y superficies oquerosas, así como pequeñas depresiones centimétricas en voladizos.

Figura 12. Fotografías de formas de disolución kárstica



A) *Wandkarren* en un pozo nivokárstico de Braña Vallongo. B) Canalículos y canalillos de disolución en pendientes suaves al Sur del Pico Moncuevu.

Elaboración propia

En cuanto al lapiaz cubierto, la riqueza de formas es menor y se ciñe a canales y afloramientos de perfiles redondeados (*rundkarren*). No obstante, este tipo de morfologías de criptolapiaz son abundantes y visibles en buena parte de la plataforma culminante del Aramo, una vez ha sido desmantelada la cubierta edáfica bajo la cual se produce una intensa meteorización química. Además, se puede observar la evolución de este tipo de formas y la imposición de otras de lapiaz desnudo tras ser exhumadas las anteriores. En este proceso tienen mucha importancia los episodios de deforestación pasados, ya sean antrópicos o climato-edáficos, debido a las pérdidas verticales de suelo que conllevan (Ginés, 1990).

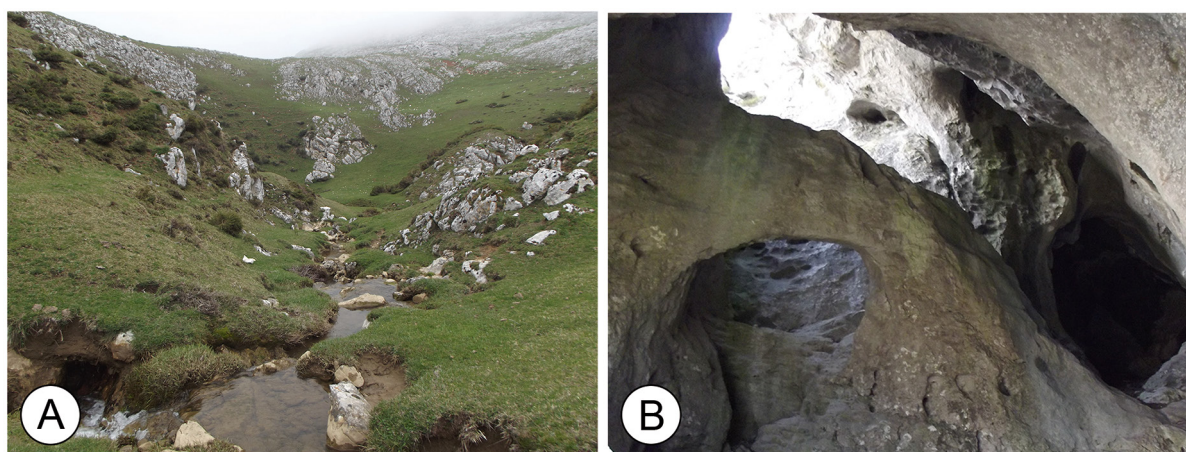


### 3.4. El karst endógeno

Las formaciones endokársticas de la Sierra del Aramo son tan significativas como las exokársticas, configurando un sistema complejo articulado por cavidades, simas y galerías que alberga un importante acuífero. Hasta la fecha, varios colectivos de espeleología se han interesado por estos espacios tan desconocidos: L'Esperteyu Cavernícola Espeleo-Club, Grupo Espeleológico Polifemo, Asociación Deportiva Cuasacas, Grupo de Espeleología Diañu Burlón, Club Escar, Grupu d'Espeleoloxía Gorfoli, Sociedad Espeleológica Hades y Colectivo Asturiano de Espeleólogos. No obstante, el conocimiento de las estructuras subterráneas producidas por la disolución y el drenaje del macizo calizo es muy escaso todavía. Otros conjuntos calcáreos en el entorno del Aramo también han sido objeto de estudio desde mediados del siglo pasado como la Sierra de Caranga, El Monsacro o la Sierra de La Coruxera (Julivert, 1955; Llopis, 1955b).

Las formas del karst subterráneo son bien conocidas e implican procesos de construcción y destrucción. El agua percola a través de *ponors* donde comienza la actividad modeladora que involucra acumulación, disolución y erosión, tanto por el agua como por los materiales transportados a través del roquedo. Los sumideros que se hallan en el valle pizarroso colgado de Covachos, al pie de la Peña del Alba, son los ejemplos más significativos (Figura 13). Sin embargo, el análisis de cuencas hidrográficas y puntos de desagüe realizado a partir del modelo digital de elevaciones señala la existencia de 2.067 sumideros, 1.864 en el Aramo, 67 entre las sierras de La Coruxera y Peñerudes, 30 en el Monsacro, 27 en la Sierra de Serandi, 13 en la Mostayal y 8 en la Sierra de Tene.

Figura 13. Fotografías de sumideros y cuevas por disolución kárstica



A) *Ponors* en el valle pizarroso colgado a 1.100 m de Agüeras B) Cueva exhumada y colgada en la pared caliza bajo la Peña del Alba (valle de Quirós).

Elaboración propia

A partir de los *ponors* se generan simas verticales y cuevas subhorizontales conectadas por galerías, salas y conductos con pilas, *gours* (represamientos del agua por calcita) y meandros en los que pueden aparecer depósitos fluviotorrenciales. Por otra parte, la precipitación de los carbonatos disueltos en el agua edifica espeleotemas. Básicamente se generalizan en estalagmitas y estalactitas, construcciones apuntadas desde el techo o el suelo respectivamente, así como columnas y cortinas por la coalescencia de las anteriores. No obstante, existe una gran diversidad de morfologías, también en las cuevas del Aramo, como estalactitas en forma de colmena o de banderas aserradas y todo tipo de concreciones calcáreas de pequeño tamaño (Beato, 2018).

Las cuevas son, por tanto, medios morfogenéticamente activos que muestran distintos episodios temporales, en los que se suceden etapas de acumulación de sedimentos finos, grandes hundimientos de bloques, deslizamiento de materiales desde los puntos de entrada, calmas con construcción de espeleotemas, flujos erosivos, etc. En este sentido, la dinámica interna está asociada en gran medida a lo que ocurre en superficie, tanto a los cambios climáticos como edafo-biológicos (formaciones vegetales, generación de suelos) y de la red hidrográfica (Ballesteros, 2016; Ballesteros, Giralt, García-Sanseguendo y Jiménez-Sánchez, 2019). Los sedimentos detríticos cementados en las paredes de las galerías subterráneas son una buena expresión de lo manifestado anteriormente. En efecto, se trata de formaciones conglomeráticas con cantos y bloques, algunos de gran tamaño, que muestran la competencia de arrastre de la corriente

que los transportó. Además, la naturaleza litológica del roquedo es muy variada, incluyendo materiales siliciclásticos de clara procedencia alóctona, al situarse en medio de un desierto calizo a más de 1.700 m de altitud. Por tanto, no cabe duda de la importante transformación en tiempo geológico de la morfología superficial, la hidrología y el sistema interno de drenaje. Así lo demuestran los valles secos mencionados en el Aramo, las cuencas de evolución truncada por sumideros y las cuevas y enormes marmitas de gigante colgadas a centenares de metros sobre los cauces actuales.

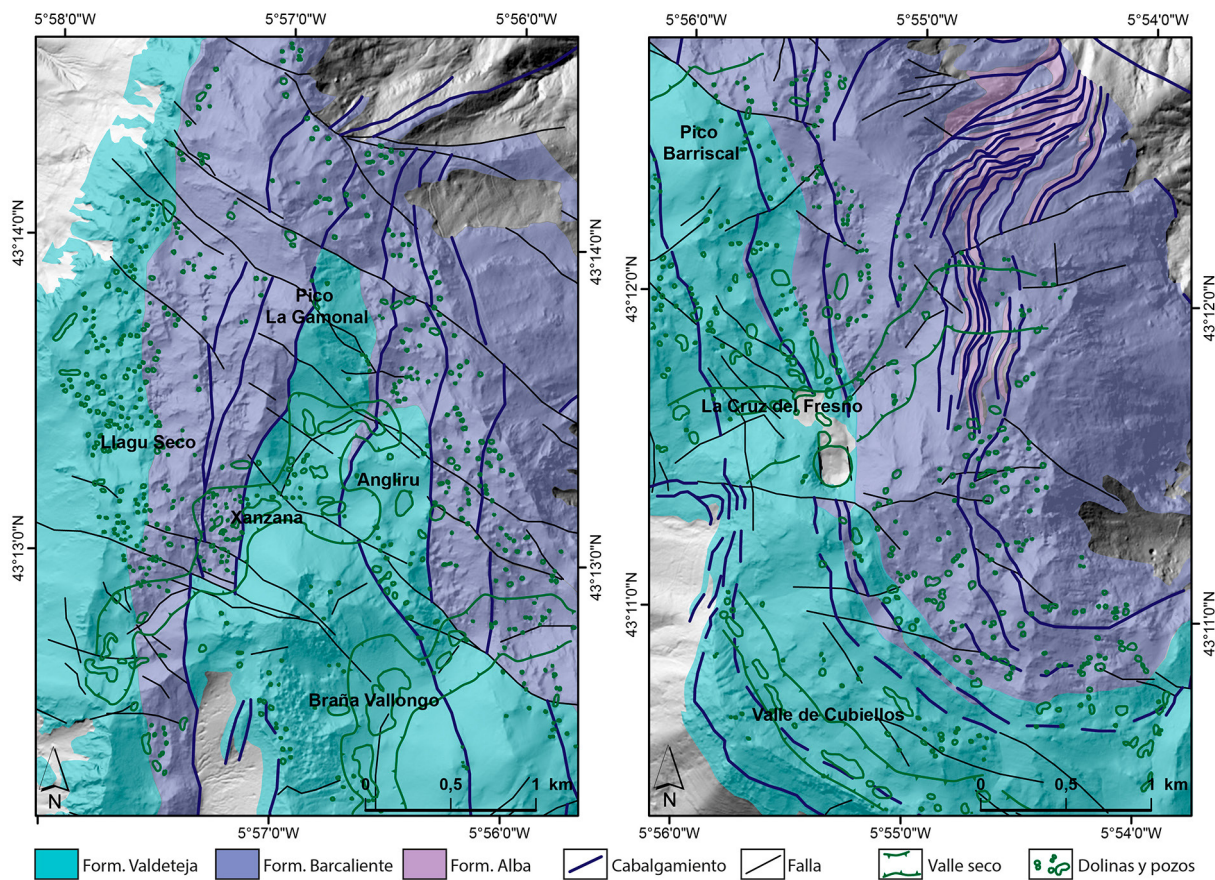
En 1963, el Grupo de Exploraciones Subterráneas de Asturias realizó una campaña de exploración de 5 cavidades en el área de los picos Gamoniteiro y Xistras, todas ellas por encima de los 1.600 m. En concreto, se reconocieron las simas del Xistras, del Perro y del Martillo, así como las cuevas de las Chimeneas y del Gamoniteiro, alcanzando profundidades de hasta 45 m y longitudes superiores a los 300 m. Según los informes, analizados en un documento de L'Esperteyu Cavernícola, en todas ellas se puede apreciar el modelado de periodos climáticos pasados. En otras cavidades se ha descendido hasta 200 m como es el caso del sistema de las cuevas Menor y Mayor en los afloramientos calizos al NE de la Sierra de Tene. Por otra parte, algunas tienen una elevada carga cultural como Ganzos (Riosa) o el pozo de la nieve de la Gamonal (Beato *et al.*, 2019a).

#### 4. Discusión

La constitución estructural de la Sierra del Aramo explica en buena medida la idiosincrasia geomorfológica de la Sierra del Aramo (Beato, 2018). De un lado, la omnipresencia del modelado kárstico, propio del sustrato carbonatado, guiado por las líneas de debilidad (contactos entre estratos, variaciones en las composiciones litológicas, fracturas). Por otro, la altitud de esta unidad, debida a los esfuerzos tectónicos sobre el conjunto litológico, se halla lo suficientemente elevada para destacar sobre los valles contiguos (originando una importante dinámica de vertientes) y albergar procesos periglaciares de gran magnitud en los periodos fríos del pasado, escasos en la actualidad (Beato, Poblete y Marino, 2019a). Así lo han atestado Castañón, (1986, 1989), Castañón y Frochoso (1994) y Rodríguez (2008, 2012 y 2015). Dichos autores, además, han llamado la atención sobre la relevancia de la Sierra del Aramo dentro del conjunto de unidades de media montaña para conocer la evolución del relieve del Macizo Asturiano. Según Llopis (1954) la Sierra del Aramo es el resto más septentrional de la superficie de arrasamiento pretriásica, descendente en altitud hacia el N, a partir de la cual se inició la erosión y creación del relieve actual de la Cordillera Cantábrica. Así, se encuentra hundida unos 600 m por debajo de Las Ubiñas, que representan el testigo inmóvil de la plataforma inicial, a partir de una gran línea de falla. Además de la cualidad de palimpsesto, el Aramo y otras unidades montañas cantábricas de mediana altitud poseen otras. En efecto, no se han visto afectadas por la glaciación pleistocena y, por tanto, conservan en mayor medida rasgos morfológicos previos que permiten una reconstrucción más precisa de la evolución geomorfológica pasada (Rodríguez, 2008). En la plataforma cacuminal, en la que aflora el roquedo de manera extensa, los procesos kársticos han modelado una superficie plagada de dolinas, con varios valles secos y cumbres en resalte, testigos de organizaciones del relieve y la red hidrográfica pasados y periodos climáticos bien distintos (subtropicales, fríos o periglaciares). Asimismo, los rellenos con materiales alóctonos tanto en depresiones kársticas como en cavidades y galerías subterráneas son primordiales para la reconstrucción cronológica de los procesos de modelado en la Cordillera Cantábrica. En este sentido, uno de los elementos más interesantes son las redes endokársticas aunque, por desgracia, el entramado hidrográfico subterráneo de la Sierra del Aramo no es bien conocido todavía. Efectivamente queda la duda de si un apilamiento carbonatado masivo de esta entidad no alberga en su interior más cuevas y galerías desconocidas, especialmente si atendemos a lo que ocurre en otros enclaves como en los Picos de Europa (Ballesteros, 2016).

El análisis de las formas exokársticas pone de manifiesto su estrecha relación directa con la litoestratigrafía y la tectónica, de tal manera que se pueden distinguir entre formas kársticas menores y mayores. Por un lado, lapiaces, dolinas y pozos nivokársticos se distribuyen en dirección meridiana siguiendo las pautas de la estratificación de los conjuntos calcáreos, tanto en la formación Valdejeta como Barcaliente (Figura 14). Por contra, los valles secos se organizan en función de directrices estructurales tectónicas, en concreto, de fracturas y fallas (Xiniestro-Xanzana, Braña de Vallongo-Fuente Barrera y La Cruz del Fresno) y cabalgamientos (Cubiello-Los Veneros). Asimismo, el buzamiento de los estratos, en concreto, el ángulo de inclinación y el sentido del buzamiento condicionan la morfología de los lapiaces, de las dolinas y de los pozos nivokársticos, toda vez que las superficies con escasa pendiente favorecen el modelado de *decantation flutes* y *solution ripples*, en tanto que los más verticalizados propician el desarrollo de lapiaces de tipo *rillenkarren* y *rinnekarren*, pozos nivales y simas.

Figura 14. Relación entre las estructuras tectónicas y las formas kársticas



Fuente: MDT05 del IGN, Merino-Tomé, Suárez y Alonso (2014) y Beato, Poblete, Rodríguez y Marino (2019). Elaboración propia

Como señalan Carcavilla, Belmonte, Durán, López-Martínez y Robledo (2016) es fundamental identificar los elementos y paisajes kársticos, toda vez que forman parte del patrimonio geológico, por su singularidad y representatividad, así como por la dificultad de gestionar los sistemas kársticos debido a su complejidad y alta vulnerabilidad. En este sentido, Beato *et al.* (2019b) identifican 4 conjuntos geomorfológicos en la Sierra del Aramo (las plataformas culminantes de los relieves calcáreos de mayor elevación, las vertientes, las áreas calizas de baja altitud y los valles labrados en materiales pizarrosos) que están constituidos por un total de 17 unidades geomorfológicas. De estas, más de la mitad están relacionadas con rocas carbonatadas, del mismo modo que sus elementos geomorfológicos que, en buena medida, se corresponden con morfologías kársticas (15 de los 27 elementos que los citados autores catalogan pertenecen a ámbitos carbonatados). De los seis Lugares de Interés Geomorfológico (LIGm) dos se corresponden con espacios de la plataforma cacuminal del Aramo, en concreto, se trata de El Angliru (LIGm n° 1) y del Gamoniteiro (LIGm n° 2) que albergan formas estructurales y kársticas. El primero de ellos configura un lugar representativo y el segundo un elemento singular. En sendos LIGm se aprecian fracturas, escarpes de falla, valles secos, uvalas y campos de dolinas; así como rellenos alóctonos, rellenos ferruginosos, conos rocosos, superficies regularizadas, variadas formas de lapiaz, canchales, dolinas nivales, entrada de simas y galerías, con un alto interés científico, paisajístico y pedagógico (Beato *et al.* 2019b). De hecho, el Angliru ha sido valorado como uno de los lugares de excepcional valor paisajístico de Asturias (LEVPAS) como referente natural connotado (Fernández, 2013).

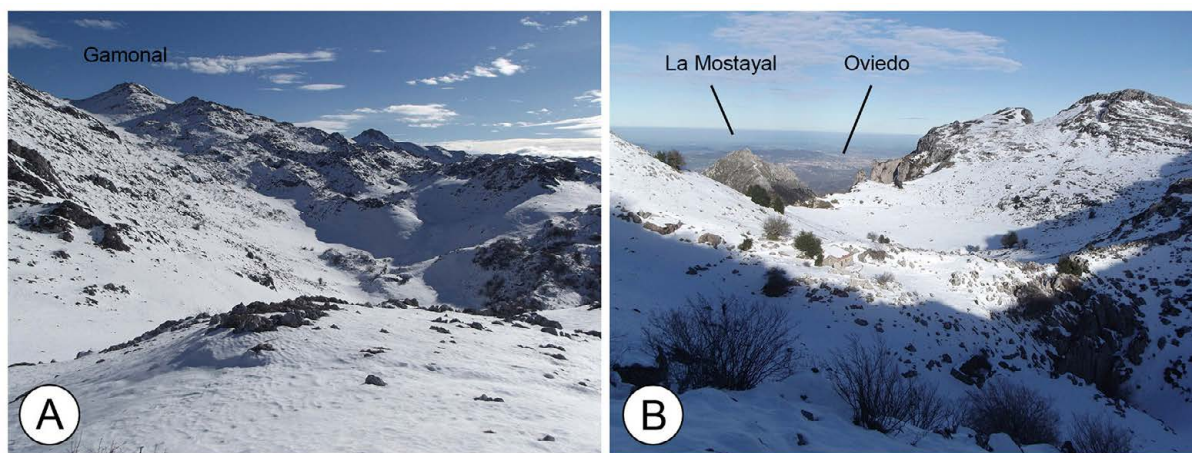
A los pies del bastión calcáreo, canchales y depósitos de grandes movimientos en masa enlazan con los valles de vertientes regularizadas por acumulación o interfluvios alomados sobre pizarras y areniscas, donde prima el modelado de los procesos fluviales y torrenciales que aporta información del periodo cuaternario. Por otro lado, el contraste calizo-silíceo que facilitó la generación de las actuales diferencias altitudinales explica y permite la coexistencia de varios ambientes bioclimáticos marcados por la topografía, el sustrato geológico y los suelos formando parte del legado patrimonial geocológico.

Cabe destacar que tanto el Grupo Lena como la Formación Canales y la Formación San Emiliano (Mb Candemuela) han sido aprovechadas en explotaciones de carbón dispersas por toda la vertiente quirosana desde finales del siglo XIX hasta los años 70 del siglo pasado, así como en Riosa hasta la actualidad. Se organizan también en estructuras plegadas como el sinclinorio de Quirós, a poniente de la Sierra del Aramo y en el sector SO. En estas zonas afloran los núcleos sinclinales del carbonífero westfaliense y la erosión ha desmantelado los estratos calizos de sus flancos.

Por su parte, en los afloramientos calizos se han explotado desde tiempo prehistórico minerales metalíferos como el hierro, el cobalto o, fundamentalmente, el cobre presente en grietas y bolsas donde se precipitó por la circulación de aguas cargadas de mineral en disolución (Aramburu y Bastida, 1995). Así, hay vestigios de pequeñas actuaciones mineras de carácter casi artesanal como la que se encuentra en las cercanías de Bermiego (Quirós) y grandes infraestructuras como las de Texeu (Riosa), donde la extracción cuprífera terminó a mediados del siglo pasado una historia de miles de años. La concesión minera se extiende hacia la plataforma culminante del Aramo, en la que encontramos algunas galerías y calicatas en el valle de Los Veneros. La incidencia de esta actividad en el paisaje ha quedado de manifiesto con la propuesta de la minería e industria del Aramo-Monsacro como uno de los Paisajes de Interés Cultural de Asturias (Herrera, 2013).

En la Sierra de Tene, por otra parte, se desarrolló durante algunos años de la década de los 50 del siglo XX la extracción de fluorita, comercialmente denominada espato de flúor, también debida a mineralizaciones por fluidos hidrotermales que circularon por las grietas y cavidades de las rocas paleozoicas. El resultado paisajístico de estas pequeñas explotaciones son oquedades de escasa entidad en ambas vertientes de Pena Tene (tanto hacia la Mortera de Bermiego como hacia la Collada de Aciera), galerías de reducida longitud, escombreras que se extienden algunos metros ladera abajo y redes de caminos y pistas que van siendo ocultadas por el crecimiento de la vegetación. En todo caso, elementos de un variado patrimonio natural y cultural; igualmente, los pozos de nieve de uso tradicional como el de la Gamonal (de origen nivokárstico), el desnivel de la subida al Angliru (cima ciclista) producto del cabalgamiento del Aramo, del mismo modo que los otros panorámicos sobre el área central asturiana (Figura 15).

Figura 15. Fotografías del sector septentrional del Aramo



A) El pico Gamonal sobre el paraje de Toyos. Este último topónimo es, además, la denominación local que se utiliza para referirse a los pozos de nieve. B) Majada de Fontazán, en segundo plano La Mostayal, al fondo Oviedo y la costa cantábrica.

Elaboración propia

## 5. Conclusiones

Los conjuntos litoestratigráficos y las estructuras tectónicas de la Sierra del Aramo y su entorno son los factores básicos que explican la configuración geomorfológica. En efecto, se trata de un relieve de marcado dominio morfoestructural con una organización relativamente sencilla, toda vez que la variedad litológica, la disposición de los estratos y la fracturación tectónica determinan en buena medida la evolución y distribución de las distintas formas. En primer lugar, el apilamiento de escamas cabalgantes calizas explica la elevación de los materiales carbonatados sobre el roquedo siliciclástico, mayormente deleznable y consiguientemente más incidido por la red fluvial. Por otra parte, la masividad del roquedo

calizo y la densa red de fracturas ha facilitado la evolución de un extenso modelado kárstico tanto exógeno como endógeno. Efectivamente, 4 valles secos principales (decenas de otros vallejos secundarios), centenares de conos rocosos, miles de depresiones (dolinas en embudo, en pozo, de colapso, de fusión, de fondo plano colmatadas, etc.) y un variado elenco de formas de lapiaz (*rillenkarren*, *rinnekarren*, *wandkarren*, *decantation flutes*, *solution ripples*, *microrills*, etc.) y surgencias constituyen el excelso catálogo de formas exógenas, conectadas mediante sumideros a un rico patrimonio subterráneo que atesora formas y depósitos con mucha información todavía por analizar.

Asimismo, el contraste litológico y las diferencias de altitud generadas justifican procesos de ladera de gran magnitud. Finalmente, los fenómenos nivoperiglaciares tienen lugar en las zonas más elevadas por la tectónica y contribuyen a una mayor eficacia de los agentes erosivos sobre las líneas de debilidad, así como a la disolución de las calizas y al desarrollo de formas de deposición en las laderas. En definitiva, se trata de un relieve kárstico, destacado sobre valles excavados en pizarras y areniscas, organizado siguiendo directrices estructurales, sobre el cual ha actuado la dinámica del modelado cuaternario condicionado también por dichas pautas.

Tanto los conjuntos litoestratigráficos, como las estructuras tectónicas y las formas de relieve de carácter estructural de la Sierra del Aramo han constituido un patrimonio tradicional e históricamente explotado, fundamentalmente a partir de la minería. Hoy en día ofrecen nuevos modos de utilización que pasan indudablemente por su puesta en valor como patrimonio natural-cultural en aras de una gestión territorial sostenible.

## Referencias

- Adrados, L. (2014). Experiencia didáctica en un área de alto valor patrimonial: el karst litoral del oriente de Asturias. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 22(1), 49-60. Recuperado de <https://www.raco.cat/index.php/ECT/article/view/284030/388155>
- Aller, J. (1993). La estructura geológica de la Sierra del Aramo (Zona Cantábrica, NO de España). *Trabajos de Geología*, 19, 3-15. Recuperado de <https://www.unioviado.es/reunido/index.php/TDG/article/view/2866>
- Alonso, M.V. (1992). *Geomorfología de las cabeceras de los ríos Narcea, Navia y Sil y del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (NO de la Península Ibérica)* (Tesis doctoral inédita). Universidad de Oviedo. Oviedo.
- Alonso, J.L., Martínez Abad, I. y García-Ramos, J.C. (2007). Nota sobre la presencia de una sucesión cretácica en el Macizo de Las Ubiñas (Cordillera Cantábrica). Implicaciones tectónicas y geomorfológicas. *Geogaceta*, 43, 47-50. Recuperado de <http://www.sociedadgeologica.es/archivos/geogacetas/Geo43/Art12.pdf>
- Aramburu, C. y Bastida, F. (Eds.) (1995). *Geología de Asturias*. Gijón: Editorial Trea.
- Asunción, M., Arlegui, L. E. y Liesa, C. L. (1997). Tipología simplificada de los principales modelados exokársticos como clave para facilitar su aprendizaje. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 5.1, 32-36. Recuperado de <https://www.raco.cat/index.php/ECT/article/view/88415>
- Ballesteros, D. (2016). *Geomorfología y evolución de cuevas alpinas en los Picos de Europa, Cordillera Cantábrica (España)* (Tesis doctoral inédita). Recuperado de <http://hdl.handle.net/10651/38963>
- Ballesteros, D., Giralt, S., García-Sansegundo, J. y Jiménez-Sánchez, M. (2019). Quaternary regional evolution based on karst cave geomorphology in Picos de Europa (Atlantic Margin of the Iberian Peninsula). *Geomorphology*, 336, 133-151. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.04.002>
- Beato, S. (2018). *El patrimonio natural de la Sierra del Aramo (Montaña Central Asturiana) y la evolución de su paisaje* (Tesis doctoral inédita). Recuperado de <http://hdl.handle.net/10651/49629>
- Beato, S., Poblete, M.Á. y Marino, J.L. (2019a). Formas periglaciares y nivoperiglaciares en la Sierra del Aramo (Macizo Central Asturiano). *Eria, Revista Cuatrimestral de Geografía*, Vol. 2019-1, Año XXXIX, 5-23. <https://doi.org/10.17811/er.1.2019.5-23>
- Beato, S., Poblete, M.Á., & Marino, J.L. (2019b). Lugares de interés geomorfológico de la Sierra del Aramo (Macizo Central Asturiano, NW España): propuesta y evaluación. *Investigaciones Geográficas*. <http://dx.doi.org/10.14350/rig.59866>

- Beato, S., Poblete, M.Á. y Marino, J.L. (2019c). La dinámica del paisaje en la Sierra del Aramo (Macizo Central Asturiano): procesos naturales y antrópicos. *Pirineos*, 174, e041. <https://doi.org/10.3989/pirineos.2019.174001>
- Beato, S., Poblete, M.Á., Rodríguez, C. & Marino, J.L. (2019). Geomorphology of the Sierra del Aramo (Asturian Central Massif, Cantabrian Mountains, NW Spain). *Journal of Maps* (Accepted). <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1646675>
- Becerra, R. (2013). *Geomorfología y geopatrimonio de los volcanes magmáticos de la región volcánica del Campo de Calatrava* (Tesis doctoral inédita). Recuperado de <http://hdl.handle.net/10578/3606>
- Blanca, R. (2002). *El relieve de los valles del Torio y Curueño (Montaña Cantábrica Leonesa)*. León: Publicaciones de la Universidad de León.
- Bullón, T. (1988). *El Guadarrama occidental: trama geomorfológica de un paisaje montañoso*. Madrid: Conserjería de Política Territorial.
- Carcavilla, L., Belmonte, A., Durán, J.J., López-Martínez, J. y Robledo, P.A. (2016). Patrimonio geológico y geodiversidad en terrenos kársticos en España. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24.1, 61-73. Recuperado de <https://www.raco.cat/index.php/ECT/article/view/312537>
- Castañón, J. C. (1986). Formas de relieve de origen glaciar y periglacial en el borde noroccidental de la sierra del Aramo. *Ería, Revista Cuatrimestral de Geografía*, 10, 127-130. Recuperado de <http://hdl.handle.net/10651/22858>
- Castañón, J. C. (1989). *Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del Macizo Asturiano* (Tesis doctoral). Universidad de Oviedo, Oviedo.
- Castañón, J. C. y Frochoso, M. (1994). El periglaciario de la Cordillera Cantábrica. En A. Gómez Ortiz, M. Simón Torres y F. Salvador Franch (Eds.), *Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares* (pp. 75-91). Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología, nº 7, Granada.
- Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) (1972). *Cartographie géomorphologique. Travaux de la RCP77. Mémoires et Documents*, vol. 12. París: Éditions du Centre National de la Recherche Scientifique.
- Consejería de Medio Ambiente, Ordenación del Territorio e Infraestructuras. Centro de Cartografía (2003). *Mapa Topográfico de Asturias, escala 1:5.000*. Oviedo: Consejería de Medio Ambiente, Ordenación del Territorio e Infraestructuras. Gobierno del Principado de Asturias.
- Chueca, J. (1990). El modelado exokárstico en la vertiente oriental del macizo del Turbón (provincia de Huesca). *Lucas Mallada: revista de ciencias*, 2, 57-74. Recuperado de <http://revistas.iea.es/index.php/LUMALL/article/view/949>
- Criado, C. (1991). *La evolución del relieve de Fuerteventura*. Puerto del Rosario: Servicio de Publicaciones del Cabildo Insular de Fuerteventura.
- Cvijic, J. (1893). The Dolines. En M. M. Sweeting (Ed.), *Karst Geomorphology* (pp. 225-276). Hutchinson Ross Publ.
- Díaz, F y Baena, R. (1998). Karst y paelokarst de Sierra Morena (Sector Ossa-morena, Hésperico Meridional). En J.J. Durán y J. López-Martínez (Eds.), *Karst en Andalucía* (pp. 87-92). Madrid: Instituto Tecnológico y Geominero de España.
- Dóniz, F.J. (2009). *Volcanes basálticos monogénicos de Tenerife*. Los Realejos: Ayuntamiento de Los Realejos.
- Fernández, V. (2013). Los Paisajes de Interés Cultural de Asturias. *Ería, Revista Cuatrimestral de Geografía*, 91, 129-149. Recuperado de <https://www.unioviedo.es/reunido/index.php/RCG/article/view/9994>
- Frochoso, M. (1990). *Geomorfología del valle del Nansa*. Santander: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria.
- Fuente, P y Sáenz de Santa María, J.A. (1999). Tectónica y microtectónica de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Trabajos de Geología*, 21, 121-140. Recuperado de <https://www.unioviedo.es/reunido/index.php/TDG/article/view/2891>
- García, J. C. (1989). Los lapiaces de agujas de Peña Cabarga: Génesis y significado de una forma original. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 15, 17-28. <http://dx.doi.org/10.18172/cig.972>

- García, J. (1980). *Introducción al estudio geomorfológico de Las Loras*. Valladolid: Departamento de Geografía de la Universidad de Valladolid.
- García, A. (1997). *El relieve de la Montaña Occidental de León*. Valladolid: Secretariado de Publicaciones e Intercambio Científico, Universidad de Valladolid.
- García, A. (2001). La evolución morfoestructural de la combe de Tiermes (Soria). En F. Manero (Coord.), *Espacio natural y climáticas territoriales* (pp. 84-94). Valladolid: Universidad de Valladolid.
- Ginés, J. (1990). Utilización de las morfologías de lapiaz como geoindicadores ecológicos en la Serra de Tramuntana (Mallorca). *Endins*, 16, 27-39. Recuperado de <https://www.raco.cat/index.php/Endins/article/view/104338>
- Ginés, J. (2000). *El karst litoral en el levante de Mallorca* (Tesis doctoral inédita). Recuperado de <http://hdl.handle.net/10803/9400>
- González, J.A. y González, M.J. (Eds.) (2014). *Las tobas en España*. Badajoz: Sociedad Española de Geomorfología.
- González, J.J. (2007). *Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional Picos de Europa*. Madrid: Organismo Autónomo de Parques Nacionales. Ministerio de Medio Ambiente.
- González, J.J. y Serrano, E. (2007). *Cultura y naturaleza en la montaña cantábrica*. Santander: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria.
- Herrera, D. (2013). Minería e industria en Monsacro-Aramo. En Consejería de Cultura y Deportes del Principado de Asturias (Ed.), *PICAS, Paisajes de Interés Cultural de Asturias* (documento inédito).
- Hoyos, M. (1979). *El karst de Asturias en el Pleistoceno superior y Holoceno. Estudio morfológico, sedimentológico y paleoclimático* (Tesis doctoral inédita). Universidad Complutense de Madrid. Madrid.
- Hoyos, M. y Herrero, N. (1989). El karst en la Cornisa Cantábrica. En J. J. Durán y J. López-Martínez (Eds.), *El karst en España* (pp. 109-120). Monografía 4, Madrid: Sociedad Española de Geomorfología.
- Instituto Geográfico Nacional (IGN) (1986). *Vuelo General de España 1:30.000*. Madrid: Centro Nacional de Información Geográfica. Recuperado de <http://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/buscadorCatalogo.do?codFamilia=02308>
- Instituto Geográfico Nacional (IGN) (2010). *Mapa Topográfico Nacional de España E 1:25.000. Bárzana*. Madrid: Centro Nacional de Información Geográfica.
- Instituto Geográfico Nacional (IGN) (2012a). *Mapa Topográfico Nacional de España E 1:25.000. Proaza*. Madrid: Centro Nacional de Información Geográfica.
- Instituto Geográfico Nacional (IGN) (2012b). *Mapa Topográfico Nacional de España E 1:25.000. La Vega*. Madrid: Centro Nacional de Información Geográfica.
- Instituto Geográfico Nacional (IGN) (2015). *Ortofoto PNOA Máxima Actualidad*. Madrid: Centro Nacional de Información Geográfica. Recuperado de <http://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/buscadorCatalogo.do?codFamilia=02308>
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME) (1976). *Mapa Geológico de España E 1:50.000. Proaza. Segunda serie. Primera edición*. Madrid: Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME) (1982). *Mapa Geológico de España E 1:50.000. La Plaza (Tevera). Segunda serie. Primera edición*. Madrid: Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía.
- Jiménez, M. (1994). *Geomorfología de la cuenca alta del río Nalón (Cordillera Cantábrica, Asturias)* (Tesis doctoral inédita). Recuperado de <http://hdl.handle.net/10651/14111>
- Jiménez-Sánchez, M., Bischoff, J., Stoll, H. y Aranburu, A. (2006). A geochronological approach for cave evolution in the Cantabrian Coast (Pindal Cave, NW Spain). *Zeitschrift fur geomorphologie Supplementband*, 147, 129-141.
- Joly, F. (1997). *Glossaire de géomorphologie. Base de données semiologiques pour la cartographie*. Paris: Armand Colin.
- Julivert, M. (1955). Notas sobre la hidrogeología de la Sierra de la Coruxera (Asturias). *Revista de Ciencias de la Universidad de Oviedo*, V(1), 3-20.

- Julivert, M. (1958). Geología de la sierra del Aramo (Asturias). *Boletín del Instituto de Estudios Asturianos*, 1, 35-42.
- Julivert, M. (1963). Estudio geológico de la sierra del Aramo y cuencas de Riosa y Quirós. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, tomo LXXIV, 89-167.
- Julivert, M. (1964). *Mapa geológico de Asturias. Hoja nº 3: Estudio geológico de la Sierra del Aramo, Cuenca de Riosa y extremo meridional de la Cuenca de Quirós*. Oviedo: RIDEA.
- Lotze, F. (1945). Zur gliederung der Variszichen der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92. Traducción: Ríos, J. M. (1950). Observaciones respecto a la división de las variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. Esp.*, 5, 149-166.
- Llopis, N. (1950a). Estudio geológico de las sierras de La Coruxera, Mostayal y Monsacro. *Monografías Geol. del Inst. Geol. Aplicada de Oviedo*, 14, 1-132.
- Llopis, N. (1950b). *Mapa Geológico de las sierras de la Coruxera, La Mostayal y Monsacro (escala 1:25.000)*. Oviedo: Publicaciones del Servicio Geológico del Instituto de Estudios Asturianos (I.D.E.A.)
- Llopis, N. (1954). El relieve de la región central de Asturias. *Estudios Geográficos*, año XV, 57, 501-550.
- Llopis, N. (1955a). Karst fósil en la vertiente SE del Aramo (Riosa). *Speleon*, V(3), 226.
- Llopis, N. (1955b). *Espeleología de Asturias, I*. Oviedo: Instituto de Geología Aplicada.
- Llopis, N. (1970). *Fundamentos de hidrogeología cárstica: Introducción a la geoespeleología*. Madrid: Editorial Blume.
- López-Martínez, J. (1986). *Geomorfología del macizo kárstico de la Piedra de San Martín (Pirineo Occidental)* (Tesis doctoral inédita). Universidad de Zaragoza. Zaragoza.
- Manjón, J. (1973). *Sedimentología de la formación Santa Lucía: Cordillera Cantábrica, España* (Tesis doctoral inédita). Universidad de Oviedo. Oviedo.
- Marco, J.A. (1990). *Aitana. Análisis morfoestructural*. Alicante: Instituto de Cultura "Juan Gil Albert".
- Marino, J. L., Poblete, M.Á. y Beato, S. (2019). *El relieve de los Arribes del Duero zamoranos y los Lugares de Interés Geomorfológico*. Oviedo: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo.
- Marquínez, J. (1992). Tectónica y relieve en la Cornisa Cantábrica. En A. Cearreta, y F. M. Ugarte (Eds.), *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region* (pp. 141-157). Bizkaia: Servicio Editorial Universidad del País Vasco.
- Martínez de Pisón, E. (1986). El macizo plegado del Monte Perdido. En B. Tello y E. Martínez de Pisón (Eds.), *Atlas de Geomorfología* (pp. 27-43). Madrid: Alianza Editorial.
- Martínez de Pisón, E. (2012). La montaña simbólica. *Cuadernos Geográficos*, 51, 8-17. Recuperado de <http://revistasug.ugr.es/index.php/cuadgeo/article/view/228/333>
- Menéndez, R. (1995). *Geomorfología del área de Somiedo (Cordillera Cantábrica, N. de España): aplicaciones de los sistemas de información geográfica al estudio de relieve* (Tesis doctoral inédita). Universidad de Oviedo. Oviedo.
- Merino-Tomé, O., Suárez, A. y Alonso J. L. (2014). Mapa Geológico Digital Continuo 1: 50.000, Zona Cantábrica (Zona-1000). En *GEODE. Mapa Geológico Digital Continuo de España*. Recuperado de <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?Id=Z1000&language=es>
- Morales, C. (2002). *El relieve de los Montes Obarenes (Burgos)* (Tesis doctoral inédita). Universidad de Valladolid. Valladolid.
- Muñoz, J. y Sanz, C. (1995). *Guía física de España. 5. Las montañas*. Madrid: Alianza.
- Nicod, J. (2002). Karsts, paléogéomorphologies, paléoenvironnements. Panorama des recherches récentes en France (1992-2001). *Géomorphologie, Relief, Processus, Environnement*, 3, 253-268. <https://doi.org/10.3406/morfo.2002.1145>
- Nicod, J. y Salomon, J. N. (1990). Les Mogotes: des reliefs karstiques résiduels litho-structuraux et/ou hérités. Comparaison des karsts tempérés et tropicaux. *Revue de géomorphologie dynamique*, vol. XXXIX (1), 15-38. Recuperado de <http://geoprodig.cnrs.fr/items/show/102752>
- Ortega, N. (1974). *La transformación de un espacio rural: las Montañas de Burgos*. Valladolid: Universidad de Valladolid.



- Pellicer, F. (1984). Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo. *Cuadernos de Estudios Borjanos*, XI, XII, XIII y XIV.
- Pellitero, R. (2012). *Geomorfología, paleoambiente cuaternario y geodiversidad en el Macizo de Fuentes Carrionas-Montaña Palentina* (Tesis doctoral inédita). Recuperado de <http://uvadoc.uva.es/handle/10324/2495>
- Peña, J.L. (1983). *La Conca de Tremp y las sierras pirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana*. Lérida: Instituto de Estudios Ilerdienses.
- Pérez-Alberti, A. (1993). La interacción entre procesos geomorfológicos en la génesis del relieve del Sudeste de Galicia: El ejemplo del Macizo de Manzaneda y de la Depresión de Maceda. En A. Pérez Alberti, L. Guitián Rivera y P. Ramil Rego (Eds.), *La evolución del paisaje en las Montañas del entorno de los Caminos Jacobeos* (pp. 1-24). Xunta de Galicia.
- Poblete, M. Á. (1995). *El relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Gijón: Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha y Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo.
- Poblete, M.Á., Beato, S. y Marino, J.L. (2016). Landforms in the Campo de Calatrava Volcanic Field (Ciudad Real, Central Spain). *Journal of Maps*, 12(S1), 271-279. <https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1195302>
- Pulgar, J.A., Alonso, J.L., Espina, R.G. y Marín, J.A. (1999). La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 21, 283-294. Recuperado de <https://www.unioviado.es/reunido/index.php/TDG/article/view/2902/2767>
- Rodríguez, C. (2008). *Geomorfología de la Montaña Astur-Leonesa entre los puertos de Ventana y Somiedo* (Tesis doctoral inédita). Universidad de Oviedo. Oviedo.
- Rodríguez, C. (2012). La evolución antigua del relieve en el área central de la Cordillera Cantábrica. *Eria, Revista Cuatrimestral de Geografía*, 89, 203-230. Recuperado de <https://www.unioviado.es/reunido/index.php/RCG/article/view/9809>
- Rodríguez, C. (2015). *El relieve de la montaña central asturiana: la sierra de Sobia y el macizo de Somiedo*. Oviedo: RIDEA.
- Rodríguez-Rodríguez, L., Domínguez-Cuesta, M.J. y Jiménez-Sánchez, M. (2009). Interacción de sistemas torrenciales y kársticos en el litoral cantábrico: el sector Sierra del Cuera – La Pereda. En G. Flor Rodríguez, J. Gallastegui, G. Flor Blanco y J. Martín Llana (Eds.), *Nuevas contribuciones al Margen Ibérico Atlántico* (pp. 185-188). Oviedo.
- Rodríguez, J. (1986). *Geomorfología de las sierras exteriores oscenses y su piedemonte*. Huesca: Instituto de Estudios Altoaragoneses.
- Romero, C. (1991). *Las manifestaciones volcánicas históricas del archipiélago canario*. Tenerife: Ed. Universidad de La Laguna.
- Romero, D. (1984). Tipología de formas kársticas y relaciones morfoestructurales en la marina oriental asturiana. *Eria: Revista Cuatrimestral de Geografía*, 7, 119-134. Recuperado de <https://www.unioviado.es/reunido/index.php/RCG/article/view/895>
- Romero, D. y Sendín, M.Á. (1986). El karst litoral del Oriente asturiano y su aprovechamiento humano. *Eria: Revista Cuatrimestral de Geografía*, 10, 123-126. Recuperado de <http://hdl.handle.net/10651/22778>
- Ruiz, J. (2013). *Las formas de modelado glaciar, periglacial y fluviotorrencial del Macizo Occidental de los Picos de Europa* (Tesis doctoral inédita). Universidad de Oviedo. Oviedo.
- Santos, J. (2011). *Glaciarismo y periglacialismo en el Alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica)* (Tesis doctoral inédita). Recuperado de <http://hdl.handle.net/10612/1006>
- Santos, R. y Marquínez, J. (2005). Las formas del lapiaz en el Macizo del Cornión, Picos de Europa. *Cuaternario y Geomorfología*, 19(1-2), 35-47. Recuperado de <https://recyt.fecyt.es/index.php/CUGEO/article/view/17012>
- Sanz, C. (1988). *El relieve del Guadarrama Oriental*. Madrid: Consejería de Política Territorial.
- Serrano, E. (1998). *Geomorfología del Alto Gállego. Pirineo Aragonés*. Zaragoza: Institución Fernando el Católico.
- Vera, J.A. (Ed.) (2004). *Geología de España*. Madrid: SGE-IGME.
- Vidal, J.R. y Twidale, C.R. (1998). *Formas y paisajes graníticos*. La Coruña: Servicio de Publicacións Universidade da Coruña.