





# EL CONTROVERTIDO COMPLEJO CONGLOMERÁTICO DE SIERRA PELARDA (CORDILLERA IBÉRICA CENTRAL): EL RECICLADO DE CLASTOS EN UN MODELO INTEGRAL MORFO-TECTO-SEDIMENTARIO

*The controversial conglomeratic complex of Sierra Pelarda (central Iberian Chain): recycling of clasts in a morpho-tectono-sedimentary model*

José L. Simón<sup>1</sup>, Luis E. Arlegui<sup>1</sup>, Aránzazu Luzón<sup>1</sup>, Alba Peiro<sup>2</sup>, M<sup>a</sup> Asunción Soriano<sup>1</sup>, Carlos L. Liesa<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Ciencias de la Tierra, Grupo Geotransfer - Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA), Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain.

[jsimon@unizar.es](mailto:jsimon@unizar.es), [arlegui@unizar.es](mailto:arlegui@unizar.es), [aluzon@unizar.es](mailto:aluzon@unizar.es), [asuncion@unizar.es](mailto:asuncion@unizar.es), [carluis@unizar.es](mailto:carluis@unizar.es)

<sup>2</sup> Fundación Ibercivis, Edificio I+D-Campus Río Ebro, C/ Mariano Esquillor s/n, 50018 Zaragoza, Spain.  
[apeiro@ibercivis.es](mailto:apeiro@ibercivis.es)

**Resumen:** El complejo conglomerático de la Sierra Pelarda (Cordillera Ibérica central) ha sido objeto de controversia debido a la disparidad de interpretaciones sobre su origen y edad. Este trabajo presenta un modelo morfo-tecto-sedimentario integral que demuestra que la presencia ubicua de cantos silíceos es resultado de la herencia litológica y el reciclado continuo de clastos a lo largo del Cenozoico. El grueso de los depósitos, denominado Conjunto 1 (C1), es una potente serie inclinada del Eoceno medio-superior, correspondiente a la UTS T2 de la Cuenca de Montalbán. Los conjuntos posteriores (C2, C3, C4) son depósitos neógeno-cuaternarios derivados de la erosión de C1. La parte alta de la sierra es un relieve residual que no quedó arrasado por la Superficie de Erosión Fundamental (SEF) y fue sobre-elevado por la falla de Cucalón-Pancrudo, la mayor estructura extensional en la Cordillera Ibérica centro-oriental. Esta falla representa la inversión negativa de una estructura transpresiva previa y ha desplazado la superficie de aplanamiento SEF3 unos 280-300 m (salto neto de 305-325 m) en los últimos 3,5 Ma. Estos resultados corroboran la hipótesis de una edad paleógena para el complejo conglomerático original, planteada en los primeros trabajos, y refutan el modelo de una gran unidad aluvial plio-cuaternaria.

**Palabras clave:** Formación Pelarda, herencia litológica, falla extensional, superficie de erosión, Neógeno.

**Abstract:** The origin and age of the siliceous conglomeratic deposits of Sierra Pelarda (up to 1512 m a.s.l.) have been highly controversial. Previous interpretations have ranged from a Plio-Quaternary alluvial mantle ("raña") to an Oligocene folded unit. This work introduces an integrated morpho-tectono-sedimentary model, based on detailed field characterization (including excavation of trenches) and remote sensing analysis, to resolve this longstanding enigma. We distinguish four lithological ensembles (C1 to C4) that share the characteristic siliceous clasts due to continuous rock recycling throughout the Cenozoic. The main rock body of the mountain, C1, is a thick (800–900 m) stratified and inclined conglomeratic series (25°–40°S), which we attribute to the Paleogene (Middle-Upper Eocene) UTS T2 of the Montalbán Basin. C1 was deposited in alluvial fan systems sourced from the subsequent

*erosion of a Paleozoic block that was uplifted by a Paleogene thrust system. C1 currently forms a preserved residual relief at the summit of Sierra Pelarda. Subsequent units were derived from the erosion of C1. C2 (Middle Miocene–Lower Pliocene) consists of cemented, subhorizontal conglomerates and sandstones (5–40 m thick) lying unconformably on the Paleogene. C3 (early Upper Pliocene) is a non-stratified cover (<1 m to ≈10 m) that is associated to the third planation level of the Fundamental Erosion Surface (SEF3), regionally dated at 3.5 Ma. C4 represents the Pliocene–Quaternary glacis and alluvial fans (up to 100 m thick) deposited in the western footwall of the Cucalón-Pancrudo fault. The latter is a NNW-SSE striking extensional fault that has controlled the structure and geomorphology of Sierra Pelarda during the entire Neogene–Quaternary. It is part of the largest active structure in the central-eastern Iberian Chain, and represents the negative inversion of a previous transpressional structure. The fault offsets the well-known regional planation surface SEF3, providing the basis for calculating a maximum vertical throw of c. 280–300 m (net slip c. 305–325 m) and a long-term slip rate of 0.09 mm/a over the last 3.5 Ma. This model confirms early interpretations that considered the main unit as Paleogene and tectonically uplifted, resolving the confusion that persisted in official cartography for decades.*

**Keywords:** Pelarda Formation, rock recycling, extensional fault, erosion surface, Neogene.

Simón, J.L., Arlegui, L.E., Luzón, A., Peiro, A., Soriano, M.A., Liesa, C.L., 2026. El controvertido complejo conglomerático de Sierra Pelarda (Cordillera Ibérica central): el reciclado de clastos en un modelo integral morfo-tecto-sedimentario. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 39 (1): 67-91.

## Introducción

La Sierra Pelarda (provincia de Teruel, Cordillera Ibérica central; Fig. 1) alberga unos peculiares depósitos conglomeráticos desestructurados, formados por cantos cuarcíticos sueltos de gran diámetro (hasta 1 m) y lutitas. En el Mapa Geológico Nacional 1:50.000 (hojas 466, Moyuela, y 492, Segura de los Baños; Martín *et al.*, 1977; Gabaldón *et al.*, 1989), así como en la cartografía geológica digital continua del Instituto Geológico y Minero de España (plataforma GEODE, Zona Ibérica; López Olmedo *et al.*, 2025) se representa como una potente unidad plio-cuaternaria (150–200 m), con disposición subhorizontal y discordante sobre el Paleógeno y Neógeno de la Cuenca de Montalbán. Sin embargo, el origen y la edad de estos materiales son controvertidos.

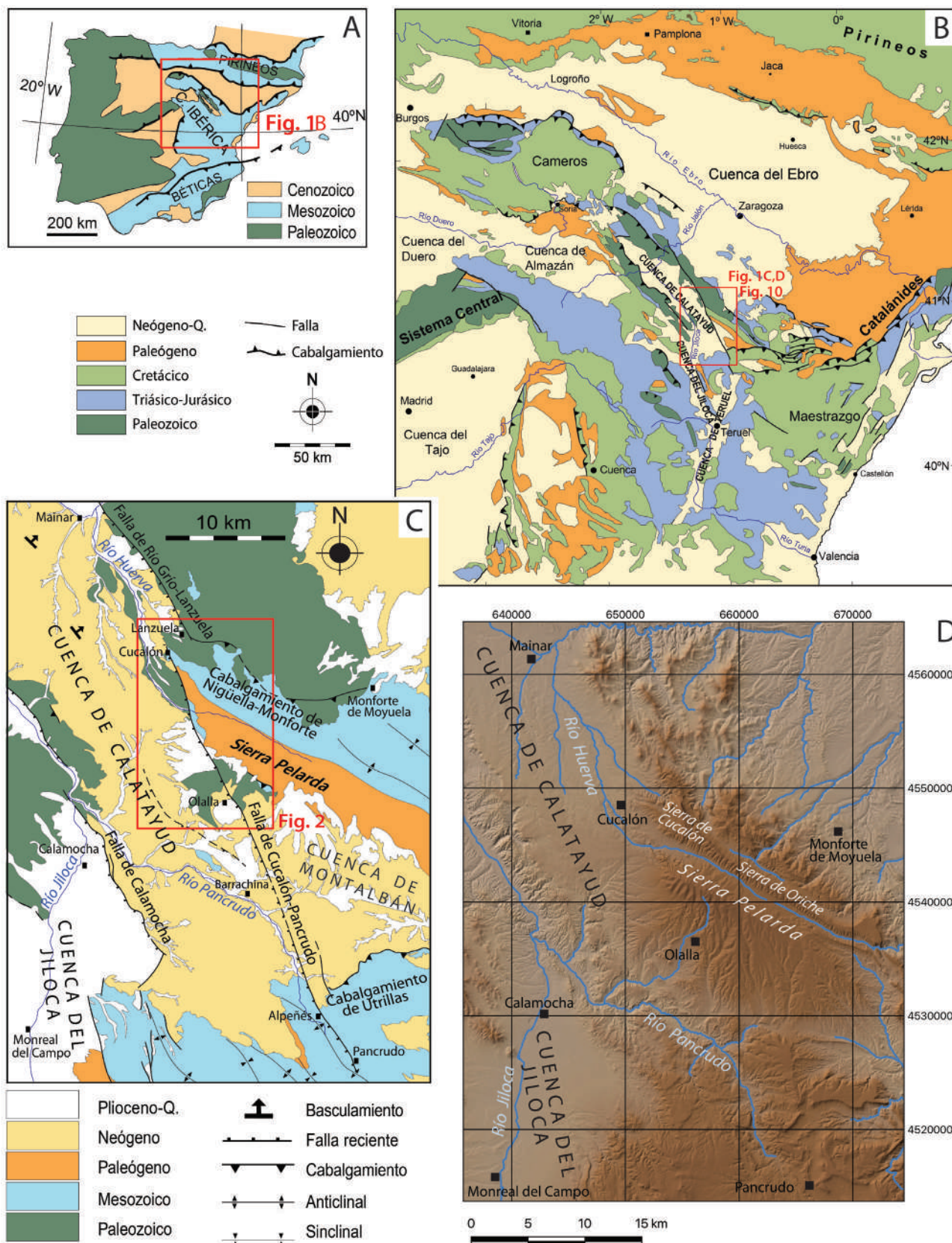
Las mayores dudas se suscitan al contrastar su litología (aparentemente, la de una raña silíceas similar a las que abundan en la Meseta) con la altitud a la que aparece (hasta 1512 m s.n.m. en la cumbre de Sierra Pelarda). Esta sierra flanquea por el NE la cuenca neógena de Calatayud; dentro de esta última hay sedimentos con un cierto parecido, atribuibles a piedemontes del Plioceno superior (*glacis villafranquienses* en la literatura regional; e.g. Hernández *et al.*, 1983; Peiro y Simón, 2022), pero situados a cotas mucho más bajas, en torno a 900 m. ¿De dónde procede esta unidad y cómo ha sido emplazada en su posición actual? Asimilarla a los *glacis villafranquienses* e invocar un levantamiento tectónico de unos 600 m posterior al Plioceno superior es una hipótesis problemática. Pensar que, aun siendo de esa edad, pudo formarse ya a una altitud cercana a la que se encuentra actualmente también lo es; entre otros problemas de contexto geomorfológico, obliga a buscar un

área fuente cuarcítica a una distancia moderada y a una altitud superior a 1500 m, algo que no existe en la actualidad en el entorno de la sierra.

La baja calidad de los afloramientos dificulta su cartografía y la caracterización estratigráfica y estructural. Esas incertidumbres han alentado interpretaciones muy dispares: unidad plio-cuaternaria subhorizontal discordante sobre el Paleógeno de la Cuenca de Montalbán (Carls y Monninger, 1974; Martín *et al.*, 1977; Gabaldón *et al.*, 1989, 1991); unidad conglomerática dentro de ese mismo Paleógeno, plegada y luego parcialmente arrasada por las superficies de erosión neógenas (Moissenet, 1980; Adrover *et al.*, 1982; Pailhé, 1984); *ejecta* procedente de un impacto meteorítico (Ernstson y Claudín, 1990; Ernstson y Fiebag, 1992). Asumiendo la singularidad de estos materiales, pero conscientes de las imprecisiones cronológicas y genéticas que arrastra, nos referiremos a ellos a partir de aquí como *facies Pelarda* en sentido laxo (García Cruz, 2024) o conglomerados de Sierra Pelarda.

Debido a sus implicaciones morfotectónicas, ha sido necesario abordar el problema de la *facies Pelarda* en el marco de nuestros estudios recientes sobre las fallas activas de la Cordillera Ibérica central (Peiro *et al.*, 2020, 2022, 2023, 2024). Por una parte, era obligado establecer su relación con las superficies de erosión finineógenas, que se han utilizado sistemáticamente como marcadores de las deformaciones recientes, y para reconstruir por tanto la historia del relieve de Sierra Pelarda. Por otra, había de ser tenida en cuenta para evaluar el salto y la edad de la falla de Cucalón-Pancrudo, que separa la Sierra Pelarda de la Cuenca de Calatayud y podría ser en parte la responsable del levantamiento de aquella (Peiro *et al.*, 2024).

El objetivo final de este trabajo es dilucidar cuál de las



**Fig. 1.** Situación geográfica y geológica del área de estudio. **A.** Contexto geológico de la Península Ibérica. **B.** Contexto de la Cordillera Ibérica. **C.** Esquema geológico de la Cuenca Calatayud. **D.** Modelo Digital del Terreno (DTM, pixel 5 m, Instituto Geográfico Nacional) con el mismo encuadre que C.

diversas hipótesis planteadas en las últimas décadas del siglo XX explica el complejo conglomerático de Sierra Pelarda, cuyas dudas y contradicciones no habían podido despejarse hasta ahora por falta de una contrastación sistemática y transparente de las evidencias que las sustentaban. Este artículo recoge los resultados de ese proceso de estudio. El trabajo sistemático de cartografía geológica y geomorfológica, sobre el terreno y sobre imágenes, ha permitido caracterizar la litología, espesor y distribución de los depósitos conglomeráticos silíceos y su contacto con el Paleógeno, así como de otros depósitos recientes que derivan del reciclado de materiales conglomeráticos antiguos. Asimismo, el análisis de las relaciones con las superficies de erosión ha permitido hacer inferencias sobre la tectónica reciente y las pautas de la evolución general del relieve.

### Contexto geológico

La Sierra Pelarda se sitúa en el centro de la Cordillera Ibérica (Fig. 1B), una cadena intraplaca de dirección NW-SE, formada por la inversión tectónica, durante el Paleógeno y Mioceno inferior, de cuencas extensionales mesozoicas (Álvaro *et al.*, 1979; Capote *et al.*, 2002; Liesa *et al.*, 2018). La Rama Aragonesa de la cordillera muestra dos amplios anticlinorios de materiales paleozoicos que flanquean la cuenca cenozoica de Calatayud-Montalbán (Fig. 1B, C), controlados por fallas profundas variscas de dirección NW-SE a NNW-SSE, que fueron reactivadas con movimiento inverso o de desgarre durante la compresión alpina.

En la Rama Aragonesa y su transición a la Cuenca del Ebro se individualizan una serie de cubetas sedimentarias sinorogénicas (Fig. 1B); las principales son las de Aliaga, Montalbán y Alloza. Todas ellas han sido estudiadas utilizando como herramienta el análisis tectosedimentario, y su relleno ha sido dividido en una serie de unidades (UTS), separadas por discordancias o rupturas sedimentarias que pueden correlacionarse de unas cubetas a otras (Pérez *et al.*, 1983; González *et al.*, 1984; González, 1989; Pérez, 1989; González y Guimerà, 1993). Ello ha permitido establecer una secuencia regional formada por seis UTS (T1 a T4 paleógenas, T5 y T6 neógenas; Pardo *et al.*, 1989; González y Pérez, 2018).

La Cuenca de Montalbán, desarrollada esencialmente durante el Paleógeno, está limitada al norte por el anticlinal de Montalbán y al sur por el cabalgamiento de Utrillas (Fig. 1C). En su relleno se han diferenciado las seis UTS mencionadas, que totalizan un espesor superior a 2000 m (Pérez *et al.*, 1983; Pérez, 1989; Casas *et al.*, 2000), y en las que dominan los materiales detríticos depositados en sistemas aluviales.

La Cuenca de Calatayud se generó en un contexto compresivo o transpresivo a finales del Paleógeno, con un doble carácter de cuenca de antepaís del sistema de cabalgamientos de Daroca y de cuenca de *piggy-back* respecto a otro sistema contractivo situado al noreste (Mielgo, 2024; Mielgo *et al.*, 2025). A este último pertenecerían el cabalgamiento de Nigüella-Monforte (Fig. 1C), la zona de falla transpresiva de Lagueruela y el cabalgamiento de

Sierra Pelarda (Fig. 2; Peiro *et al.*, 2024). Su relleno continuó en régimen extensional a partir del Mioceno superior, acomodando una serie estratigráfica neógena que incluye sedimentos aluviales en sus márgenes y evaporitas y carbonatos lacustres-palustres en su centro (Sanz-Rubio, 1999; Sanz-Rubio *et al.*, 2003). Hernández *et al.* (1983) y Gabaldón *et al.* (1991) dividen la serie en varias unidades informales, que culminan con los carbonatos palustres del Páramo 2 (tránsito Plioceno inferior-superior) y con amplios piedemontes clásticos (Rojo 3 y glacia villafranquienses, Plioceno superior-Cuaternario).

La cuenca paleógena de Montalbán se articula con la cuenca neógena de Calatayud (Fig. 1C) mediante la falla de Cucalón-Pancrudo (Fig. 2), que limita la Sierra Pelarda por el oeste y forma, junto con la de Río Grío-Lanzuela, la zona de falla de Río Grío-Pancrudo (Peiro y Simón, 2022; Peiro, 2023; Peiro *et al.*, 2024). Su traza NNW-SSE limita en algunos tramos, o corta oblicuamente en otros, el macizo paleozoico de Calatayud-Montalbán y la Cuenca de Calatayud. Es una de aquellas estructuras heredadas de la Orogenia Varisca, activadas durante la compresión alpina, y que sufrirían más tarde reactivación extensional.

Desde el inicio del Mioceno superior, la Cordillera Ibérica centro-oriental experimenta un régimen tectónico extensional ligado al *rifting* del Surco de Valencia (Vegas *et al.*, 1979; Maillard y Mauffret, 1999; Capote *et al.*, 2002). Se forman o reactivan fallas normales en dos etapas principales: Mioceno superior-Plioceno inferior y Plioceno superior-Cuaternario (Moissenet, 1980; Simón, 1982, 1983; Ezquerro, 2017; Liesa *et al.*, 2019; Ezquerro *et al.*, 2020). La primera etapa se inició en el centro del Surco de Valencia y se propagó luego al interior de la cordillera, generándose las cuencas de orientación NNE-SSW de Teruel y del Maestrat. La segunda etapa estuvo caracterizada por una extensión radial o multidireccional (inducida por un proceso de *doming* cortical en la Cordillera ibérica oriental; Simón, 1982), aunque con una dirección de extensión dominante WSW-ENE, ortogonal a la compresión intraplaca reciente (Simón, 1989; Arlegui *et al.*, 2005; Liesa *et al.*, 2019). Durante esta segunda etapa se reactivan fallas variscas y alpinas de dirección preferente NNW-SSE que delimitan las fosas y semifosas del Jiloca, Daroca y Munébrega (Simón, 1983, 1989; Gracia Prieto, 1992; Gutiérrez *et al.*, 2008, 2009, 2020; Peiro *et al.*, 2022, 2023).

Los relieves de la Cordillera Ibérica centro-oriental se caracterizan por el desarrollo de extensas superficies de erosión, en las que se distinguen dos niveles principales: la Superficie de Erosión Intramiocena (SEI; equivalente a S<sub>1</sub> de Gutiérrez y Gracia, 1997), del inicio del Mioceno superior (ca. 11,2 Ma; Alcalá *et al.*, 2000; Ezquerro, 2017), y la Superficie de Erosión Fundamental (SEF), de mediados del Plioceno (Gutiérrez y Peña, 1976; Peña *et al.*, 1984). La SEF fue dividida en dos subniveles, S<sub>2</sub> (más extenso) y S<sub>3</sub> (más local), por Gutiérrez y Gracia (1997); estudios recientes (Simón-Porcar *et al.*, 2019; Ezquerro *et al.*, 2020; Peiro *et al.*, 2024) la han dividido en tres: superior (SEF1), medio (SEF2) e inferior (SEF3). Estos subniveles han podido datarse por correlación con diferentes horizontes sedimentarios en los carbonatos lacustres terminales de las cuencas de

Teruel y Calatayud. Así, Gutiérrez y Gracia (1997) asignan a S<sub>2</sub> y S<sub>3</sub> edades comprendidas entre el Mioceno final y el Plioceno medio. Ezquerro *et al.* (2020), utilizando una cronología más fina basada en dataciones de mamíferos y magnetoestratigrafía, sitúan SEF1 y SEF2 en el Rusciniense superior (3,8 Ma) y SEF3 en el Villafranquiense inferior (3.5 Ma).

Las mencionadas superficies de erosión y sus niveles sedimentarios correlativos han servido como marcadores morfo-sedimentarios para calcular los saltos y tasas de movimiento de las fallas normales activadas durante la etapa

extensional del Plioceno superior-Cuaternario. Las fallas mayores presentan saltos netos máximos de entre 120 y 620 m, y tasas de deslizamiento de entre 0,05 y 0,17 mm/a (Ezquerro *et al.*, 2020; Peiro, 2023).

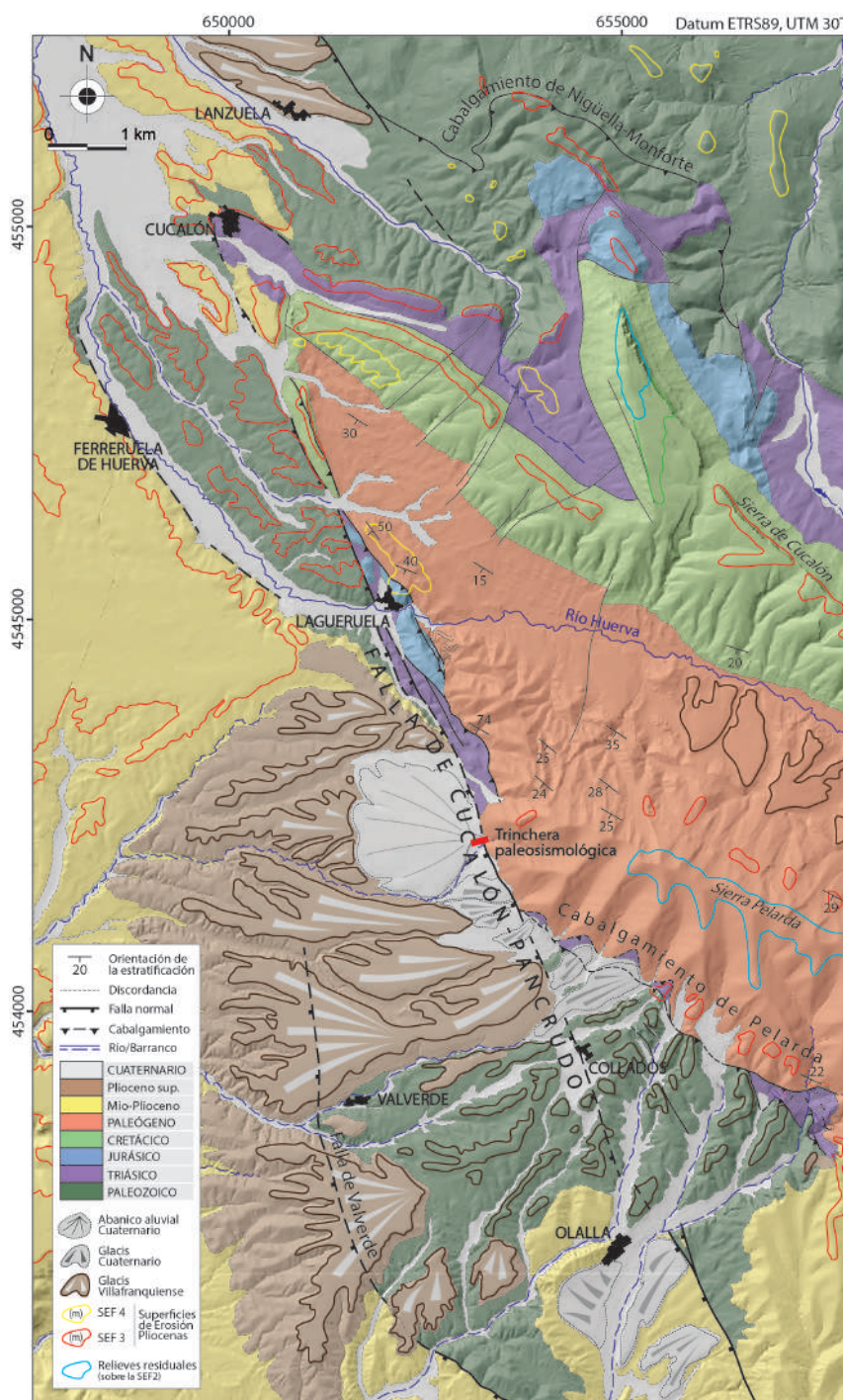
La zona de falla de Río Grío-Pancrudo se configura como la estructura extensional reciente más importante en la Cordillera Ibérica centro-oriental (Peiro y Simón, 2022; Peiro, 2023; Peiro *et al.*, 2024). El salto vertical máximo registrado en ella en los últimos 3,5 Ma ha sido de 280-300 m para la falla de Cucalón-Pancrudo (Fig. 2; Peiro *et al.*, 2024), con una tasa neta de 0,09 mm/a. El estudio paleosismológico de la falla de Cucalón-Pancrudo, particularmente el análisis de una trinchera excavada en el ápice de un abanico aluvial al sur de Lagueruela (Fig. 2), ha proporcionado evidencia de movimientos ocurridos entre 14,9 ± 1,4 ka y 6,9 ± 0,4 ka (Peiro *et al.*, 2024).

**Antecedentes: interpretaciones controvertidas sobre el origen del relieve y los materiales de Sierra Pelarda**

En la literatura geológica se recogen tres líneas de interpretación fundamentales sobre el origen de los depósitos conglomeráticos silíceos de Sierra Pelarda, que pasaremos a continuación a explicar: (i) depósito aluvial plio-cuaternario; (ii) unidad oligocena, perteneciente a la serie paleógena de la Cuenca de Montalbán; (iii) *ejecta* procedente de un impacto meteorítico.

Carls y Monninger (1974) observan y discuten por primera vez la singularidad de la que denominan “Formación Pelarda”, un depósito conglomerático compuesto básicamente por clastos de rocas paleozoicas, entre los que destacan muchos cantos y bloques cuarcíticos redondeados (Fig. 3). La interpretan como un depósito fluvial reciente que tendría unos 200 m de espesor y fosilizaría una superficie de erosión neógena desarrollada en la Cordillera Ibérica oriental tras el clímax orogénico del Oligoceno superior-Mioceno inferior. Sitúan su área fuente en el macizo paleozoico de Calatayud-Montalbán, donde a unos 30-40 km al noroeste de Sierra Pelarda afloran extensamente formaciones de cuarcitas y areniscas del Cámbrico inferior.

Bomer (1978) hace esa misma in-



**Fig. 2.** Mapa geológico-geomorfológico de la zona falla de Cucalón-Pancrudo (modificado de Peiro *et al.*, 2024). Base: DTM, píxel 5 m, Instituto Geográfico Nacional. ZFRL: zona de falla de Río Grío-Lanzuela.



**Fig. 3.** Aspecto típico de los conglomerados silíceos de Sierra Pelarda (puerto de Fonfría, carretera A-2513 entre Fonfría y Olalla).

terpretación, indicando que la superficie cubierta por el depósito aluvial reciente es la llamada, por entonces, superficie de erosión “Pontiense” o “Finipontiense”. Más tarde se acuñaría para ella el término de Superficie de Erosión Fundamental (Solé Sabarís, 1978; Peña *et al.*, 1984). Bommer (1978) reconoce dicha superficie, muy bien conservada, tanto al norte de Sierra Pelarda (Sierra de Oriche) como en la suave rampa que forma su piedemonte sur. Asimismo, aborda la paradoja que supone que la unidad conglomerática de Sierra Pelarda, supuestamente depositada en una zona originalmente deprimida, se encuentre ahora culminando un relieve a 1500 m de altitud. Su hipótesis es que se ha producido una inversión tectónica: un área inicialmente subsidente habría sufrido luego un levantamiento en el margen noreste de la Cuenca de Calatayud, en el marco de la tectónica reciente de la Cordillera Ibérica central.

Esa línea interpretativa es asumida en los mapas geológicos del IGME y en sus memorias explicativas. En la hoja MAGNA de Segura de los Baños (Martín *et al.*, 1977), el conjunto conglomerático de la parte alta de Sierra Pelarda se atribuye al Cuaternario, identificándola como “*derribos de ladera*”. No se incluye ninguna descripción ni interpretación de la misma, ni se aborda su problemática en relación con la evolución morfológica o tectónica. En la hoja de Moyuela (Gabaldón *et al.*, 1989) se describe como “*un conjunto arcilloso que engloba cantos y bloques de hasta 1 m de diámetro, redondeados y predominantemente cuarcíticos, dando un conjunto caótico*” que se dispone discordante sobre los materiales paleógenos. Este conjunto ocupa gran parte de la Sierra Pelarda, desde los 1325-1350 m de altitud hasta los 1512 m de la cumbre; se le denomina “*Rañas tipo Pelarda*” por su similitud con las rañas plio-cuaternarias de la Meseta y se asigna al Cuaternario. Sin embargo, no se aborda el problema de su posición topográfica y sus implicaciones morfotectónicas. De hecho, la memoria descriptiva incurre en la contradicción de omitir dicha “*raña*” en el apartado de geomorfología y considerar la Sierra Pelarda como un relieve residual que des-

taca sobre la Superficie de Erosión Fundamental. El mapa geológico 1:200.000, hoja de Daroca (Gabaldón *et al.*, 1991), habla también explícitamente de una “*raña*” cuaternaria, subhorizontal y discordante sobre el Paleógeno, con la particularidad de que en la cartografía su contorno se extiende más allá de la zona culminante, incluyendo todo el piedemonte sur de la sierra. Esta línea es la que también se sigue en la actual cartografía geológica digital continua del IGME (plataforma GEODE, Zona Ibérica; López Olmedo *et al.*, 2025), que asigna esos materiales culminantes a la unidad cartográfica 421, del Villafranquiense (tránsito Plioceno-Cuaternario).

Los trabajos que aplican el análisis tectosedimentario a las unidades cenozoicas de la Cuenca de Montalbán (Pérez, 1989; Pérez *et al.*, 1983), y las caracterizan detalladamente desde el punto de vista sedimentológico, no contradicen esa línea de interpretación. Aunque no describen propiamente los conglomerados cuarcíticos culminantes de Sierra Pelarda, los identifican cartográficamente como Pleistoceno o Plio-Cuaternario y los consideran, por tanto, fuera de su campo de interés.

En otra línea muy diferente, Moissenet (1980) afronta críticamente lo que considera un problema triple en la unidad que nos ocupa: el origen, la edad y las razones de su elevada posición topográfica. Para este autor, los conglomerados cuarcíticos formarían parte de la unidad paleógena más reciente que aflora en este sector de la Cuenca de Montalbán, que presenta un buzamiento de 30-40°S y es concordante con la serie del Cretácico superior-Eoceno. Se estima para ella un espesor de unos 200 m y una edad Oligoceno superior. Tras su formación y el plegamiento tardi-paleógeno, el autor atribuye su elevación actual a la tectónica extensional neógena, que habría levantado el margen NE de la Cuenca de Calatayud a favor de las fallas que denomina de Olalla y Valdeasaguas. La falla de Olalla habría funcionado como inversa durante la compresión paleógena, haciendo cabalgar el Paleozoico de Olalla-Collados sobre los conglomerados de Sierra Pelarda (Fig. 2), para luego sufrir una inversión negativa en el Neógeno. En su bloque hundido se habrían desarrollado sistemas aluviales de piedemonte que cubren, durante el Plioceno superior-Cuaternario, el área situada al oeste (Lagueruela-Valverde); los abundantes cantos y bloques cuarcíticos que incorporan estos depósitos de piedemonte serían heredados de los conglomerados oligocenos.

Adrover *et al.* (1982) continúan en esa misma línea y tratan de aportar acotaciones cronológicas a partir de datos bioestratigráficos del entorno (singularmente, de dos yacimientos paleógenos de microvertebrados). Sitúan la edad de los conglomerados de Sierra Pelarda en el Oligoceno superior (Chatiense), anterior a la serie horizontal discordante que inicia el relleno de la Cuenca de Calatayud a partir del Ageniense final. Teniendo en cuenta también la edad de los piedemontes que se extienden hacia el oeste (posteriores al Plioceno inferior), sitúan el inicio del movimiento de las fallas extensionales que levantan la Sierra Pelarda en el tránsito Mioceno-Plioceno.

Pailhé (1984) asume en lo esencial el modelo propuesto por Moissenet (1980). En contra de la hipótesis de la

raña plio-cuaternaria, considera muy poco verosímil la hipótesis de dos movimientos tectónicos de signo contrario (subsistencia del área de Sierra Pelarda seguida de levantamiento) en el breve lapso de tiempo que representa el Plioceno. Describe un cambio lateral de facies en los conglomerados que consideran paleógenos, que hacia el E de Sierra Pelarda presentan cantos más pequeños (inferiores a 30 cm). El autor concluye que la unidad conglomerática culminante representa una singularidad paleogeográfica: un sistema aluvial de alta energía procedente de un área fuente de materiales paleozoicos silíceos. Desde el punto de vista geomorfológico, interpreta que la cresta de la sierra constituye un relieve residual que destaca sobre el nivel de la superficie de erosión desnuda de la Sierra de Oriche y de su correlativa con depósito que forma la rampa meridional, y que habría sido sobreelevado posteriormente por la tectónica extensional reciente.

Cortés Gracia y Casas Sainz (1996) asumen para los conglomerados de Sierra Pelarda el mismo modelo propuesto por Moissenet (1980): materiales continentales del Cenozoico cabalgados por el Triásico y Paleozoico de Olalla-Collados. Lo mismo hacen Aurell *et al.* (2022), que consideran los “*Pelarda conglomerates*” una continuación de la serie basal de la Cuenca de Montalbán.

La tercera interpretación para los conglomerados cuarcíticos culminantes, claramente distinta de las anteriores, parte del trabajo de Ernstson *et al.* (1985), que argumentaba la existencia de un impacto meteorítico paleógeno en la zona de tránsito de la Cordillera Ibérica a la Cuenca del Ebro. El cráter de impacto se correspondería *grosso modo* con la cubeta cenozoica de Azuara, rellena de sedimentos oligo-miocenos. Ernstson y Claudín (1990) y Ernstson y Fiebag (1992) presentan la unidad de Sierra Pelarda como restos de la *ejecta* meteorítica, esto es, material arrancado del terreno y proyectado hacia el exterior como consecuencia del impacto de Azuara. Se trataría de una *ejecta* proximal, acumulada a sólo unos 10 km del anillo del cráter. Los autores describen bloques de cuarcita y de esquisto estriados, pulidos, fracturados o deformados plásticamente, que se presentan como evidencias de la deformación de choque.

Aurell *et al.* (1993) demuestran la inconsistencia de esa interpretación, presentando argumentos sólidos basados en el conocimiento de la estratigrafía y la tectónica regional: la estructura del área de Azuara la determinan simplemente pliegues y cabalgamientos arqueados recubiertos por el Mioceno discordante de la Cuenca del Ebro; brechas y megabrechas atribuidas al impacto son, en realidad, calizas brechoideas del Jurásico inferior (Fm. Cortes de Tajuña) o conglomerados cenozoicos deformados a pequeña escala por la compresión alpina; la “*ejecta*” de Sierra Pelarda es un conglomerado de cantos redondeados típicos de ambientes fluviales o aluviales.

## Metodología

En este trabajo se valorarán en detalle los argumentos aportados por los autores mencionados en favor de las dos líneas de interpretación principales planteadas para los conglomerados de Sierra Pelarda: depósito aluvial plio-cuater-

nario o unidad paleógena de la Cuenca de Montalbán. Se dejará al margen cualquier discusión acerca de la hipótesis de la *ejecta* meteorítica, puesto que consideramos que el trabajo de Aurell *et al.* (1993) la rebate de forma suficientemente concluyente.

La valoración de ambas hipótesis ha requerido acometer dos tareas principales: (i) analizar críticamente las evidencias aportadas en las correspondientes publicaciones, aplicando con rigor el método hipotético-deductivo para identificar qué inferencias contrastables plantean los autores y averiguar si las mismas han sido o no verificadas; (ii) “revisitar” los conglomerados de Sierra Pelarda y contrastar las hipótesis con nuevas observaciones sobre el terreno y sobre imágenes (fotos aéreas, imágenes de satélite, Modelos Digitales del Terreno).

Desgraciadamente, las evidencias publicadas sobre esta unidad son poco explícitas: no se muestran cartografías detalladas, ni fotos panorámicas o de afloramiento que las avalen; sólo algunas fotografías y descripciones de los materiales, junto a consideraciones generales sobre su relación con superficies de erosión y con las estructuras tectónicas. A partir de la bibliografía solo ha sido posible formular inferencias cuya validez pueda evaluarse sobre el terreno. La diferencia crucial entre ambas interpretaciones radica en: (i) la disposición estructural de los conglomerados de Sierra Pelarda, supuestamente subhorizontales en el caso de un manto aluvial plio-cuaternario de tipo “raña”, e inclinados unos 30-40°S en caso de tratarse de una unidad paleógena; (ii) la naturaleza del contacto con la serie cretácica-eocena de Fonfría, discordante en el primer caso y concordante en el segundo. Nuestra labor de contrastación se ha centrado, por tanto, en esos dos aspectos, combinando trabajo de campo y de gabinete.

El trabajo de campo se ha centrado en el reconocimiento y caracterización de los depósitos conglomeráticos en la zona culminante de Sierra Pelarda y en su extenso piedemonte meridional, que se extienden desde cotas 1325-1335 hasta la culminación de la sierra (1512 m). Se han descrito sus rasgos litológicos, observando la orientación de la estratificación, diferenciado conjuntos litológicos dentro del complejo sedimentario y analizado las relaciones de éstos con los distintos elementos del relieve (particularmente, con las superficies de erosión). En dos zonas en que la calidad de los afloramientos no era suficiente para observar los materiales y sus contactos, pero donde las condiciones logísticas eran favorables, se han estudiado cuatro pequeñas calicatas de 1,5-2 m de profundidad (Fig. 4). Estas se excavaron *ad hoc* mediante retroexcavadora, procediéndose a continuación a limpiar sus paredes y fotografiar y describir en detalle los materiales expuestos.

El trabajo de gabinete ha consistido en la observación y análisis de distintas series de imágenes y modelos topográficos: (i) Pares estereoscópicos de fotografías aéreas a escala aproximada 1:30.000 (“vuelo americano” de 1957, que tiene la ventaja de la menor cobertura vegetal del terreno en aquella época). (ii) Imágenes de satélite PNOA alojadas en el portal Iberpix del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y en el portal ICEAragón del Instituto Geográfico de Aragón (IGEAR). (iii) Modelos Digitales del Terreno



**Fig. 4.** Una de las calicatas abiertas en la zona culminante de Sierra Pelarda para la observación de los materiales someros (calicata 2A; ver situación en Fig. 6C).

(DTM) procedentes del IGN, disponibles a resoluciones de 2, 5 y 25 m/píxel, e imágenes de sombras generadas a partir de ellos en QGIS (QGIS.org, 2023). (iv) Nubes de puntos LiDAR de la segunda cobertura del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA). Los documentos en formato LAZ fueron procesados en el *software* estadístico R (v4.1.2; Posit Team, 2025), usando el paquete lidR (Roussel *et al.*, 2020; Roussel y Auty, 2024); luego, mediante interpolación espacial TIN (*triangular irregular network*), se generó un Modelo Digital del Terreno de alta resolución (píxel  $\leq 1$  m) y libre de la cubierta vegetal.

Integrando la información de campo y de imágenes, y utilizando asimismo parcialmente la contenida en los mapas de escala 1:50.000 del IGME (Martín *et al.*, 1977; Hernández *et al.*, 1983; Gabaldón *et al.*, 1989), se ha elaborado un mapa morfotectónico de la Sierra Pelarda y su entorno, así como mapas geológicos de detalle de ciertas zonas críticas. No se ha planteado la realización de una cartografía geológica general de la zona de estudio debido a las dificultades de afloramiento presentes en casi toda ella, que tampoco pueden resolverse mediante el análisis de imágenes de satélite recientes debido a la densa cobertura boscosa. Estas limitaciones explican la diversidad de cartografías y de atribuciones cronológicas y genéticas que este complejo conglomerático ha recibido durante décadas.

El análisis morfotectónico ha sido imprescindible para caracterizar las estructuras tectónicas recientes y calcular los desplazamientos verticales asociados a las mismas. Dada la ausencia de niveles sedimentarios suficientemente extensos y continuos (éstos sólo se encuentran dentro de la Cuenca de Calatayud), ha sido necesario recurrir a las superficies de erosión pliocenas como marcadores de la deformación. La utilidad de éstas ha sido demostrada en trabajos regionales recientes en el entorno de las cuencas de Calatayud (Peiro y Simón, 2022; Peiro *et al.*, 2024), Jiloca (Peiro *et al.*, 2022, 2023) y Teruel (Ezquerro *et al.*, 2020). En particular, se ha usado el subnivel SEF3, el más extensamente representado en la región, así como su horizonte sedimentario correlativo en la Cuenca de Calatayud (techo de las calizas lacustres de la unidad Páramo 2; Hernández *et al.*, 1983; Gabaldón *et al.*, 1991; 3,5 Ma según Ezquerro *et al.*, 2020).

La reconstrucción de la topografía actual de la SEF3 se ha realizado mediante el trazado de las correspondientes isohipsas en el mapa morfotectónico. Es sabido que las superficies de aplanamiento no son completamente horizontales: muestran suaves irregularidades y conectan con los relieves residuales mediante rampas de piedemonte. La amplitud de las irregularidades (normalmente entre 10 y 40 m) supone una imprecisión al usar la SEF3 como marcador, y obliga por tanto a usar un espaciado entre isohipsas acorde con ella. Asumiremos que: (i) un espaciado de 50 m es razonable, tal como proponen Ezquerro *et al.* (2020), y (ii) los saltos verticales de fallas obtenidos incluyen una barra de error de  $\pm 40$  m.

## Resultados

### *Los materiales conglomeráticos silíceos de Sierra Pelarda: litología y disposición espacial*

El aspecto característico de los conglomerados de Sierra Pelarda (descritos en las publicaciones citadas en el apartado 3) es el de un conglomerado constituido por cantos y bloques redondeados, de hasta 1 m de diámetro y de composición mayoritariamente silícea (cuarcitas y areniscas de origen paleozoico y triásico) (Fig. 3). Entre los bloques se identifican muchos procedentes de la Fm. Cuarcita de Bámbola, del Cámbrico inferior, junto a otros de areniscas del Buntsandstein (Triásico inferior), pero no de calizas mesozoicas. La matriz puede ser mixta de arena y limo o bien lutítica, y tiene un bajo grado de cementación. Se ha descrito un aspecto masivo, con planos de estratificación generalmente muy difíciles de identificar.

Aunque ese tipo de depósito es el que se observa en superficie en muchas zonas, el reconocimiento de campo en las laderas y piedemontes y en las partes culminantes de la sierra (a partir de afloramientos en ciertos barrancos incididos o, alternativamente, en catas de reconocimiento realizadas mediante retroexcavadora) ha mostrado que la casuística es más compleja.

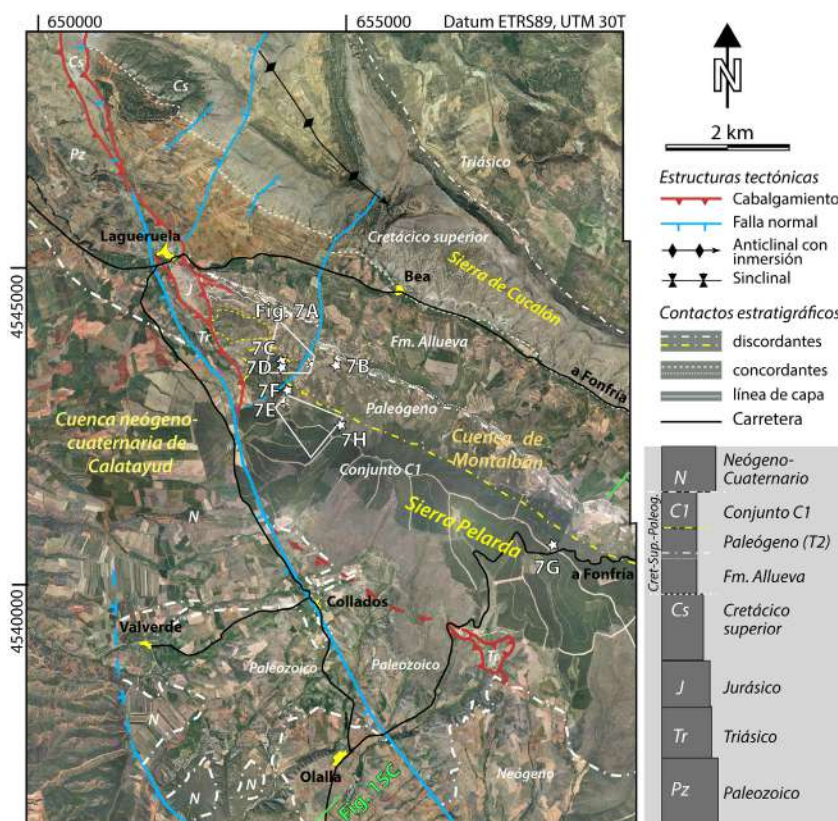
En este estudio se han diferenciado cuatro conjuntos litológicos que contienen los característicos cantos redondeados silíceos de *facies Pelarda*, pero que difieren cla-

ramente en sus rasgos litológicos y texturales, así como en su disposición y edad. No presentan continuidad estratigráfica y han sido denominados conjuntos C1 a C4. De más antiguo a más moderno corresponden a: serie conglomerática estratificada e inclinada (C1); conglomerados y areniscas estratificados subhorizontales (C2); gravas no cementadas, desestructuradas y no estratificadas en altitudes medias y altas de la sierra (C3), y gravas no cementadas, desestructuradas y no estratificadas del piedemonte oeste de la sierra (C4).

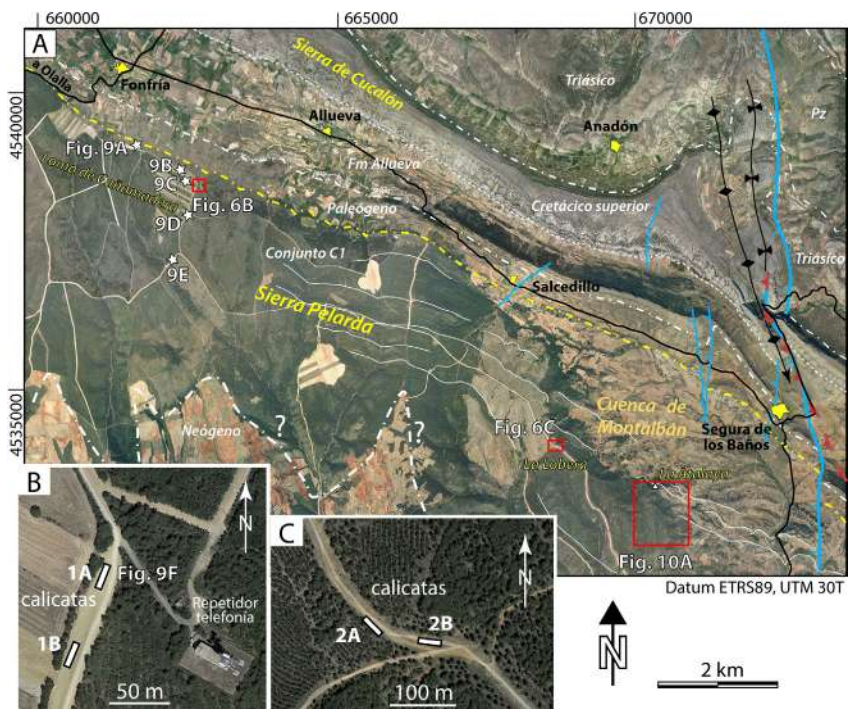
**Conjunto 1 (C1): serie de conglomerados estratificados alternando con lutitas rojo-anaranjadas.** Este conjunto presenta la mayor distribución espacial en el sector de estudio y constituye el sustrato de gran parte de la Sierra Pelarda (Figs. 5 y 6). Las capas de esta unidad muestran la estratificación inclinada, con una dirección NW-SE a WNW-ESE y un buzamiento que varía entre 25° y 40°S en la vertiente norte, y que tiende a disminuir hasta 18-20°S en la zona culminante de Sierra Pelarda y en su vertiente sur. Teniendo en cuenta el buzamiento y la anchura de afloramiento a lo largo de la sierra (superior a 2 km), el espesor de todo este conjunto de conglomerados con intercalaciones de areniscas y lutitas se estima en 800-900 m.

Los conglomerados aparecen en potentes capas (2-20 m) con cantos gruesos y redondeados de cuarcita y arenisca (de hasta más de 1 m de diámetro en la parte superior), normalmente granosportados, o capas menos potentes y con clastos más pequeños (siempre con predominio silíceo) (Figs. 7 y 8). El grado de cementación es variable, aunque con frecuencia no muy elevado (Fig. 7C, D, F, G). Los cuerpos conglomeráticos tienen a menudo geometría tabular laxa, con bases erosivas (Fig. 7A, E, G, H). Se reconocen secuencias grava-gravilla y algunos cuerpos muestran una clara granoselección positiva (Fig. 7G). El espesor de los cuerpos conglomeráticos, el tamaño de los cantos y su angulosidad disminuyen de oeste a este a lo largo de la sierra.

En la mitad occidental de la Sierra Pelarda (Fig. 5), al suroeste de la



**Fig. 5.** Esquema cartográfico de la mitad occidental de Sierra Pelarda, que muestra los contactos entre las principales unidades geológicas diferenciadas, la amplia distribución geográfica del conjunto conglomerático C1 y la situación de las fotografías de la Fig. 7. Base: ortoimagen PNOA de 2006 (con menor cubierta arbórea). Basado parcialmente en Aurell *et al.* (2022).

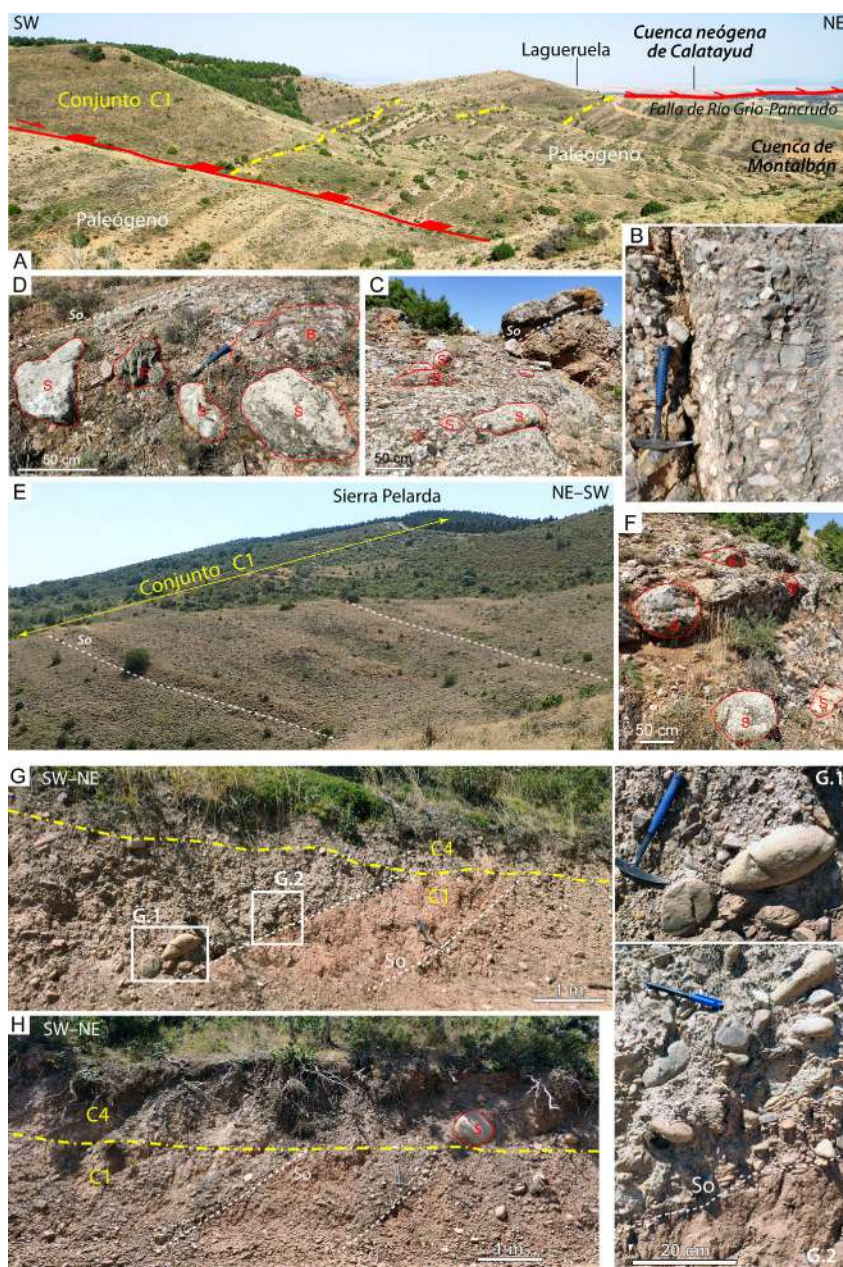


**Fig. 6. A.** Esquema cartográfico de la mitad oriental de Sierra Pelarda, que muestra los contactos entre unidades y la situación de las fotografías de la Fig. 9. Base: ortoimagen PNOA de 2006. Leyenda como en Fig. 5. Basado parcialmente en Aurell *et al.* (2022). **B y C.** Detalles con la localización de las calicatas 1A, 1B, 2A y 2B, respectivamente (ver situación en Fig. 6A).

localidad de Fonfría, el primer cuerpo de conglomerados silíceos aflora en la ladera norte, donde se apoya sobre un potente tramo (>10 m) de arcillas ocre y amarillas con desarrollo de paleosuelos. Hacia el oeste, al sur de Bea, se reconoce también el contacto entre un tramo blando cubierto de poco espesor y la serie conglomerática, esta última con distinta tonalidad (más rojiza) y expresión (más compacta) en las ortoimágenes (Figs. 5 y 7A). En este caso, los conglomerados presentan cantos angulosos fundamentalmente carbonatados (calizas jurásicas), algún canto arenoso rojo del Buntsandstein y, en menor medida, de pizarras y cuarcitas (Fig. 7C, D). Ascendiendo en la serie, en unas pocas decenas de metros, la composición de los cantos cambia, de modo que pasan a ser fundamentalmente silíceos (Fig. 7F). En la zona alta de la sierra, las capas inclinadas de esta unidad afloran mal. Se observan muy localmente, por ejemplo, en la pista forestal que desciende hacia el noroeste desde el puerto de Fonfría, donde los niveles de conglomerados alternan con limos y arenas anaranjados con cantos (Figs. 7G, H).

La base de este conjunto litológico podría representar una ruptura sedimentaria, bajo la cual existe una potente serie de conglomerados grises y areniscas, limos y arcillas anaranjados (Fig. 7A), con cantos casi exclusivamente de composición calcárea (Fig. 7B). El contacto entre ambos es probablemente discordante a escala cartográfica: en el entorno y sur de Fonfría, la serie infrayacente cambia de dirección dibujando un pequeño anticlinal, mientras que el conjunto C1 muestra una dirección uniforme.

En la mitad oriental de la Sierra Pelarda (Fig. 6), en las lomas aplanadas que se extienden al sur de Fonfría, Allueva y Salcedillo, entre 1300 y 1400 m de altitud, es muy difícil identificar los conglomerados silíceos inclinados en la superficie natural del terreno. No obstante, pueden reconocerse extensamente por la textura que producen en las imágenes de satélite (Fig. 6), en las fotografías aéreas y en las imágenes DEM y LIDAR (Fig. 8). Se han podido observar afloramientos en la pista ampliada para la instalación



**Fig. 7.** El conjunto litológico C1 en la parte occidental de Sierra Pelarda, al sur de las localidades de Bea y Laguera (ver situación de las fotografías en Fig. 5). **A.** Vista panorámica hacia el noroeste de la unidad C1 y de su contacto con los conglomerados calcáreos paleógenos de la Cuenca de Montalbán, ambas unidades con un buzamiento moderado (30-40°) hacia el suroeste. **B.** Detalle de los conglomerados paleógenos con clastos exclusivamente calcáreos. **C y D.** Detalle de dos niveles de la parte media-baja de C1, con buzamiento moderado al suroeste (25-30°), formados por grandes bloques de rocas silíceas paleozoicas (S—cuarcitas, P—pizarras) y triásicas (B—arenisca del Buntsandstein). **E.** Vista panorámica hacia el sureste del conjunto C1 con buzamiento moderado al suroeste que abarca desde la parte media de la ladera norte hasta el pico de Sierra Pelarda. **F.** Detalle de los conglomerados con clastos silíceos redondeados de la parte media de la unidad C1. **G y H.** Alternancia de niveles conglomeráticos y lutítico-arenosos naranjas de la parte media del conjunto C1 en dos taludes de la pista forestal que sale de la carretera Fonfría-Olalla (A-2513), en la coronación del puerto de Fonfría, y desciende hacia el noroeste por la ladera norte de la sierra (abierto entre 2014 y 2018). Notar cómo la estratificación (con buzamiento al suroeste) está definida por la alternancia de lutitas y conglomerados clastosoportados, y cómo está truncada en la parte superior por depósitos de ladera grises formados por gravas sueltas con cantos silíceos (unidad C4). G.1 y G.2 son detalles del conglomerado no cementado de C1, con cantos alineados según el plano de estratificación.

del parque eólico “Sierra Pelarda”, al sur de Fonfría (Fig. 9A), en algunos pequeños taludes (<1m) de las plataformas de los aerogeneradores (Fig. 9B, C) o de caminos forestales (Fig. 9D, E), en algunas incisiones producidas en los barrancos y, especialmente, en dos de las calicatas excavadas (1A y 1B en Fig. 6B; Fig. 9F). En ellas, por debajo de un fino regolito (<50 cm de espesor) o inmediatamente por debajo de la superficie del terreno natural, aparecen conglomerados groseramente estratificados, con buzamientos de 18-20°S, formados por cantos silíceos de diámetro medio (hasta 10-15 cm; Fig. 9). Es característica en ellos una concentración de óxidos de hierro en bandas controladas por los cambios litológicos, que les da coloración rojiza y contribuye a marcar la estratificación (Fig. 9B-F).

**Conjunto 2 (C2): conglomerados y areniscas cementados y estratificados subhorizontales.** Este conjunto se ha visto aflorando en la zona de la Atalaya (extremo este de Sierra Pelarda), unos 2 km al suroeste de Segura de los Baños, a 1200-1220 m de altitud (Fig. 10A; ver situación en Fig. 6). Los conglomerados, moderadamente cementados (Fig. 10B), contienen cantos silíceos (dominantes en algunas zonas) y calcáreos, subredondeados a subangulosos, generalmente de diámetro centimétrico. Están bien estratificados en capas subhorizontales con cicatrices planas o localmente canalizadas y frecuentes secuencias granoderecientes. Aunque hay niveles granosoportados, presentan abundante matriz arenosa y microconglomerática. Ocasionalmente existen bloques redondeados aislados de tamaño decimétrico, en fuerte contraste con el tamaño de los clastos mayoritarios (Fig. 10C).

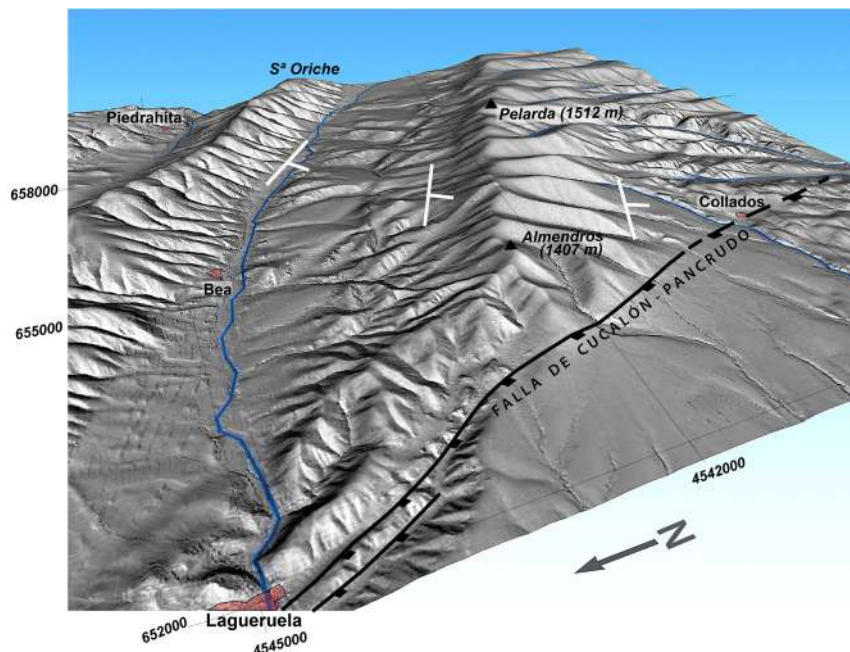
El espesor máximo que se ha podido observar en afloramiento es de unos 5 m, pero a partir de criterios cartográficos puede inferirse que llega a superar los 40 m. Es claramente discordante sobre la serie lutítico-conglomerática paleógena inclinada, aspecto que se evidencia tanto por su relación cartográfica (ver Fig. 10A), como por su relación erosiva en afloramiento (ver Fig. 10D, donde capas de conglomerados y areniscas horizontales de C2 reposan en una cicatriz erosiva desarrollada en una capa inclinada de arenisca del Paleógeno).

Con una facies diferente, en la vertiente sur de la sierra también aparecen otros depósitos que ocupan una posición estratigráfica intermedia entre los conjuntos C1 y C3, y que se pueden englobar en C2. Se trata de conglomerados de color oscuro, formados por cantos angulosos de 2-15 cm de diámetro, de cuarcita, arenisca y pizarra procedentes mayoritaria-

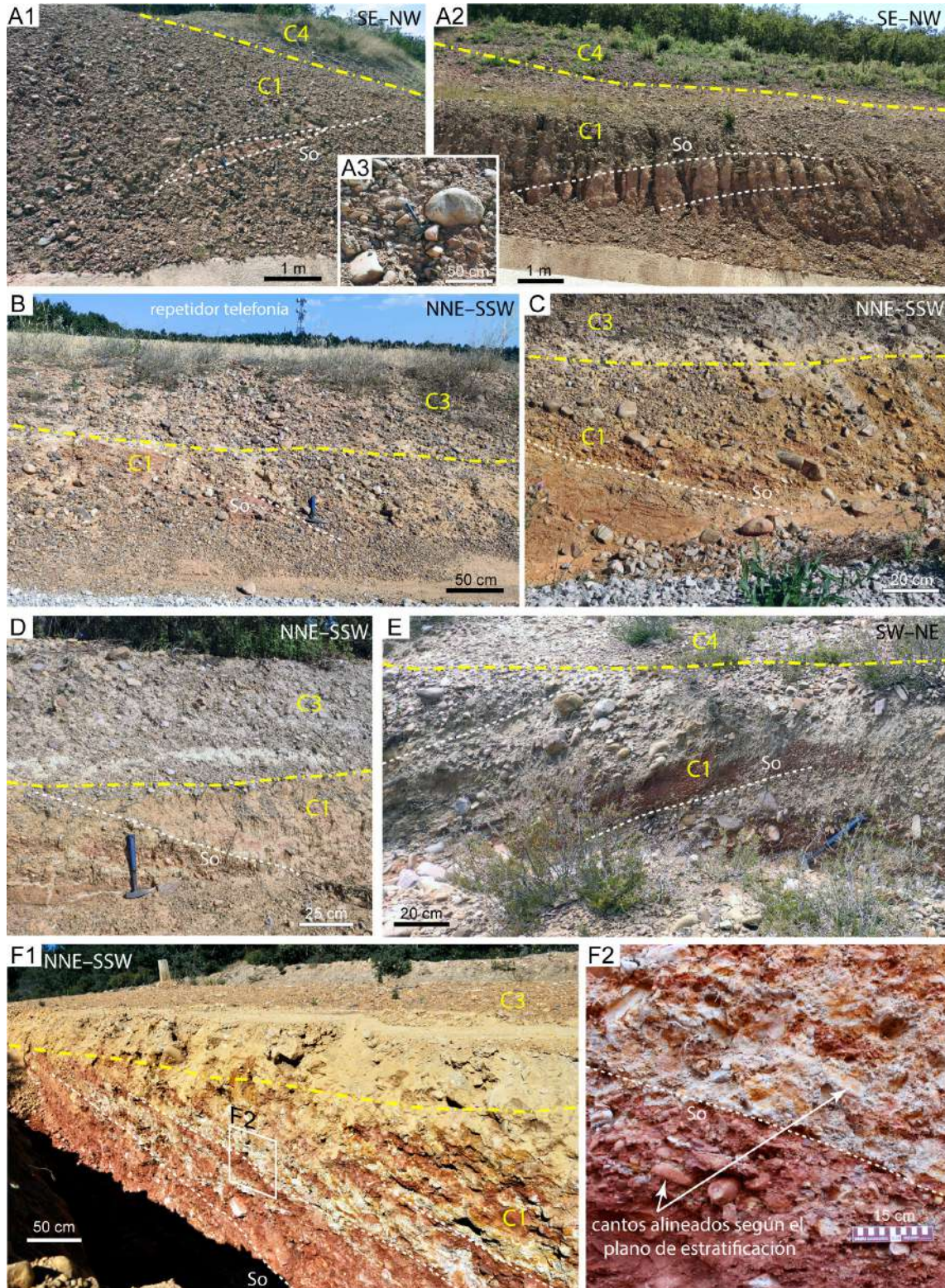
mente del Paleozoico (Fig. 10E). En general están poco cementados, excepto en el tramo más inferior que aflora cerca del contacto con el Triásico (3 km al NE de Olalla).

**Conjunto 3 (C3): gravas no cementadas, desestructuradas y no estratificadas de Sierra Pelarda y su piedemonte sur.** Este conjunto está compuesto por gravas no cementadas, en las que se distinguen bloques sueltos de cuarcita redondeados y de tamaño decimétrico y zonas de cantos más pequeños (2-15 cm de diámetro), todo ello empastado en una abundante matriz limo-arenosa fina que a veces llega a constituir casi todo el depósito. Las gravas son masivas (desestructuradas) y sin estratificación visible. Este aspecto es el que se asocia genuinamente a la *facies Pelarda* (Fig. 3). La extensa representación de esta facies en diversas posiciones topográficas dentro de la sierra (zonas culminantes, piedemonte sur, vertientes por encima de 1300 m de altitud) ha llevado a proponer a algunos autores la existencia de una única y potente unidad detrítica plio-cuaternaria formando gran parte del volumen de este relieve. Sin embargo, allí donde está expuesta con la suficiente claridad para poder valorar su espesor y su relación con el relieve, se observa: (i) un espesor muy variable, pero en general pequeño, desde <1 m registrado en calicatas y pequeños taludes (Figs. 9B-D, F), hasta >10 m inferido por criterios cartográficos; (ii) una situación geomorfológica también variable.

El área en que esta unidad alcanza su máxima extensión es la suave rampa que forma el piedemonte sur de la



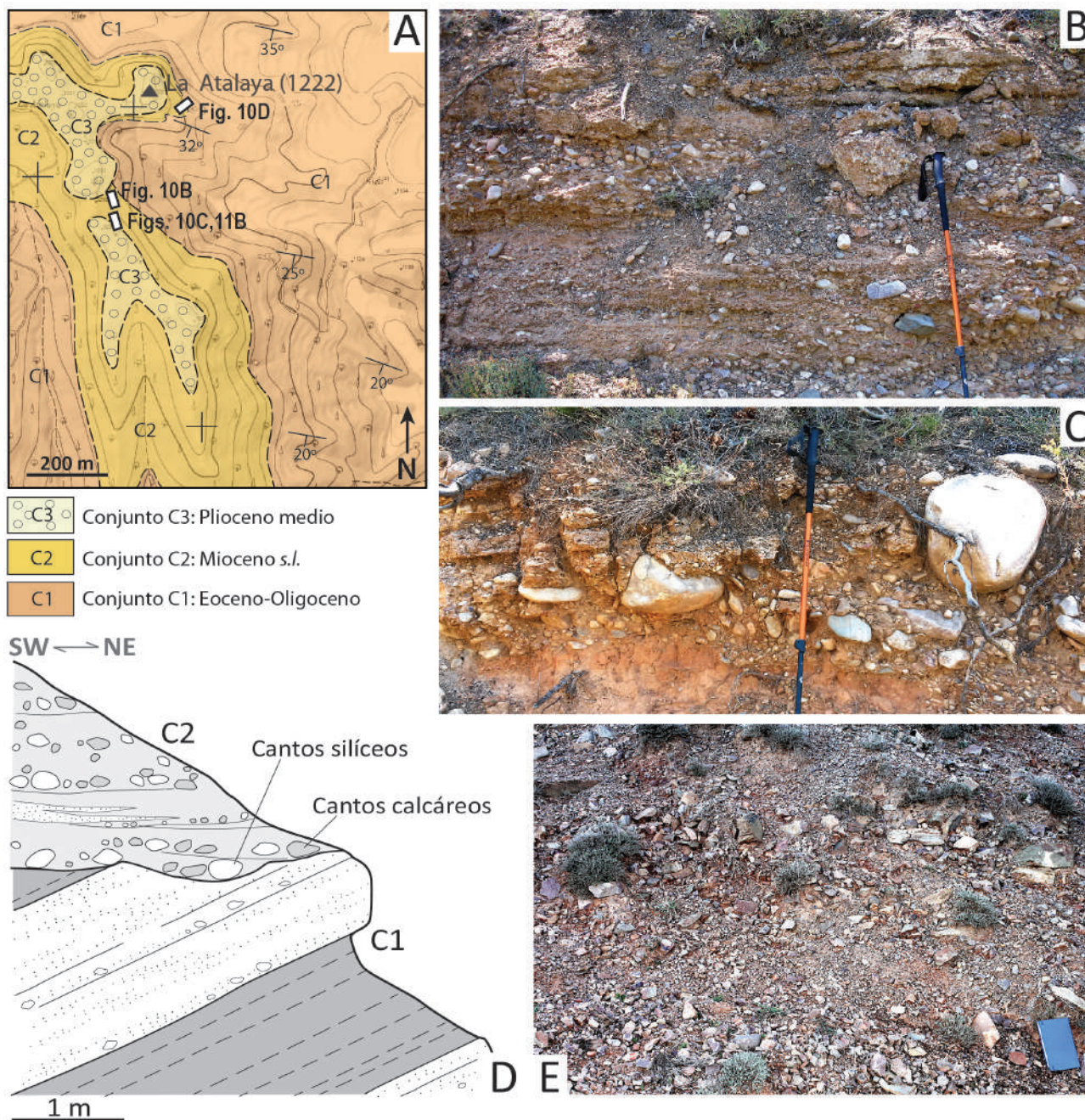
**Fig. 8.** Bloque diagrama basado en un mapa de sombras que muestra el relieve de la Sierra Pelarda. Se observa cómo en la parte culminante de la sierra, entre los vértices de Pelarda y Almendros, la textura de la imagen revela el buzamiento de la serie paleógena hacia el sur. Base: DTM del IGN con pixel de 2 m, producido por interpolación a partir de la clase “Terreno” de los vuelos LIDAR 2ª Cobertura del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA). Sistema geodésico de referencia: ETRS89 en proyección UTM. Se emplearon 12 hojas del MTN25 para obtener en QGIS un *raster* virtual con la extensión deseada. El mapa de sombras sigue la convención habitual de iluminación con orientación 315, 45. El modelo 3D se obtuvo con el *plugin* de Qgis2threejs v2.9.3.



**Fig. 9.** El conjunto litológico C1 en la parte oriental de la Sierra Pelarda, al sur de las localidades de Fonfría y Allueva (ver situación de las fotografías en Fig. 6). **A.** Imágenes generales y detalle de la parte basal de C1 en la pista cementada al sur de Fonfría que asciende al parque eólico “Sierra Pelarda”, cerca de la coronación. Observar el gran espesor (>10 m) de los niveles conglomeráticos no cementados, su escasa organización interna y cómo la presencia de niveles continuos o lentejones de lutitas y limos con cantos marca la estratificación inclinada. La parte superficial removilizada, de tono más gris, representa el depósito de ladera (conjunto C4). **B, C y D** Vistas de la unidad C1 inclinada hacia el SW en la parte alta de Sierra Pelarda, recubierta por un depósito superficial (C3) de tonos grisáceos; taludes de la plataforma del aerogenerador “Sierra Pelarda 4” (B y C) y de una pista cercana (D). **E.** Unidades C1 y C4 en el margen de una pista forestal en la ladera sur de Sierra Pelarda al sur de Fonfría. **F.** Imagen general (izquierda) y detalle (derecha) de los conglomerados blanco-amarillentos y lutitas rojas con cantos inclinados hacia el suroeste en la calicata 1A (ver situación en Fig. 6B), cubiertos en discordancia por un depósito superficial ocre-blanquecino de gravas silíceas (conjunto C3).

sierra. En esa zona se observa simplemente una cubierta desigual de bloques y cantos sueltos, de espesor en general decimétrico, que aflora muy escasamente en las cunetas de algunas pistas forestales. Los vestigios más distales de ese piedemonte tapizado por clastos cuarcíticos se extienden hacia el SE hasta cerca de Segura de los Baños (Fig. 6). En el paraje de La Lobera, a unos 1270 m de altitud, la superficie del terreno está cubierta por abundantes cantos y bloques cuarcíticos. En pequeñas incisiones del terreno se aprecia que, inmediatamente por debajo (<1 m), aparecen conglomerados calcáreos alternantes con areniscas que son

atribuibles al Paleógeno. Para tener una visión más precisa, se excavaron en esa zona las calicatas 2A y 2B (ver situación en Fig. 6C). En ellas se observa cómo este conjunto, representado por lutitas y cantos desorganizados de tamaño centimétrico, alcanza un espesor máximo de 1,2 m y queda separado del Paleógeno por una superficie erosiva irregular (Fig. 11A). De no ser por el material lutítico que tapiza esta superficie y produce un marcado contraste de color con el sustrato paleógeno, sería muy difícil distinguir ambas litologías. Algo más al este, en los altos de La Atalaya (1222 m), las gravas sueltas correspondientes a esta unidad



**Fig. 10.** El conjunto litológico C2 en los sectores oriental y meridional de Sierra Pelarda. **A.** Esquema cartográfico con localización de las observaciones en la zona de la Atalaya (ver situación en Fig. 6). **B.** Conglomerados moderadamente cementados de cantos silíceos y calcáreos, de tamaño predominantemente centimétrico. **C.** Ocasionales bloques cuarcíticos redondeados. **D.** Esquema de la relación discordante, observada a escala de afloramiento, entre los conglomerados del conjunto C2 y las capas inclinadas de areniscas y lutitas de C1. **E.** Conglomerado poco cementado de cantos angulosos en la vertiente sur del puerto de Fonfría (carretera A-2513 entre Fonfría y Olalla).

se disponen también en discordancia, en este caso sobre los conglomerados y areniscas cementados de C2 (Fig. 11B; ver situación en Fig. 6A). La incisión producida por la cabecera del barranco que drena la ladera sur de la Atalaya permite estimar para ellos un espesor mínimo en esta zona de 5-6 m.

En la vertiente norte del puerto de Fonfría no existe una rampa de glaciares como la del sur, sino un sistema de laderas de pendiente moderada (25-30 % en la parte alta y 10-11 % en la baja). Los taludes de la carretera muestran gravas masivas formadas por bloques redondeados y lutitas, que se diferencian bien del conjunto 1 estratificado que aflora por debajo de la cota 1320-1330. No obstante, no se observa la superficie de contacto estratigráfico entre ambos ni la relación del depósito C3 con el relieve, lo que impide estimar su espesor. La delimitación espacial del conjunto C3 se complica, además, porque muchos de sus cantos y bloques silíceos han sido retrabajados durante el Cuaternario y aparecen incorporados a depósitos de ladera o en el fondo de barrancos a cota más baja.

Algo parecido ocurre en la vertiente sur del mismo puerto, donde gravas desestructuradas de *facies Pelarda* (Fig. 3) aparecen en los taludes también por encima de la

cota 1330, mientras que por debajo de esa altura afloran los conglomerados de cantos angulosos descritos en el apartado anterior.

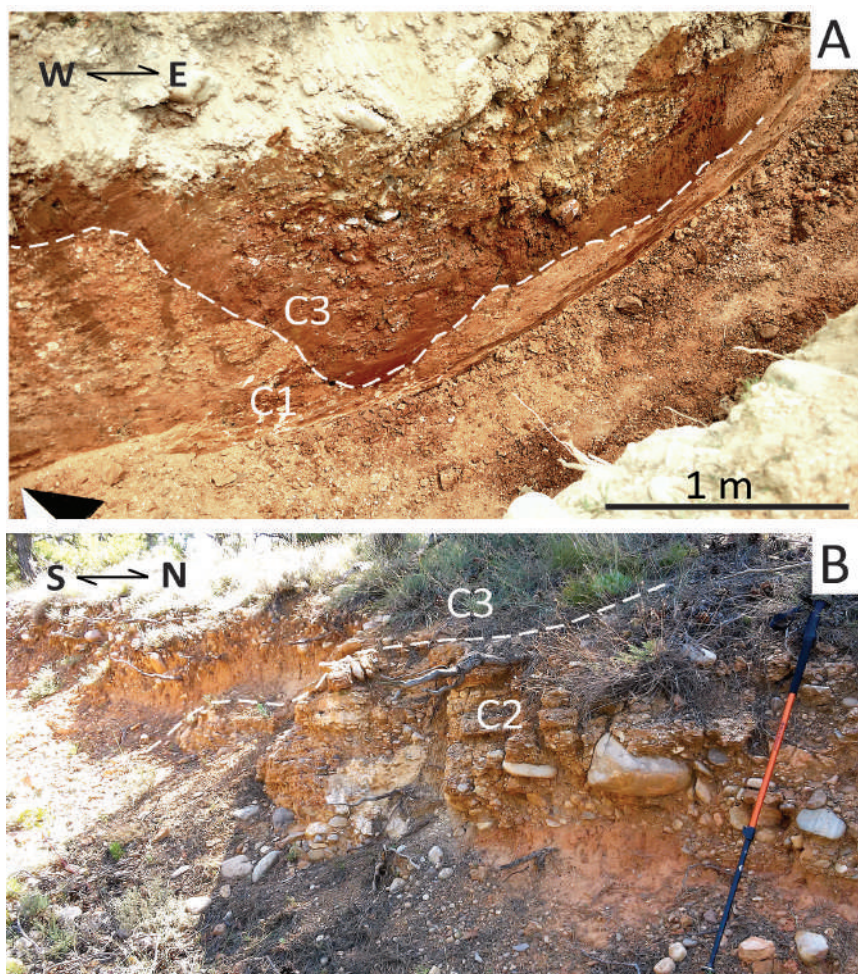
*Conjunto 4 (C4): gravas no cementadas, desestructuradas y no estratificadas del piedemonte oeste de la sierra, y otras asociadas a elementos del relieve reciente y actual.* La litología es similar a la de C3, pero ocupa zonas más bajas fuera ya de la sierra, principalmente el piedemonte que se extiende al oeste al pie de la falla de Cucalón-Pancrudo (Figs. 2, 12A). Es característica la presencia constante de cantos silíceos redondeados, a pesar de tratarse de un conjunto sedimentario en el que, a su vez, pueden distinguirse subunidades genética y cronológicamente diferentes: (i) Cubierta discontinua de un glaciar villafranquiense antiguo, parcialmente desmantelado por la incisión fluvial posterior, que ocupa la zona al sur de Collados. (ii) Cubierta de glaciar villafranquiense más reciente, que corona una potente serie lutítica roja (unidad Rojo 3) con un espesor estimado de unos 100 m; todo ese conjunto se extiende al norte, sur y oeste de Valverde. (iii) Glaciar y abanicos aluviales cuaternarios de Lagueruela-Collados (Fig. 12B).

A estos depósitos vinculados a sistemas morfogenéticos de cierta entidad hay que añadir la presencia ubicua de cantos redondeados silíceos removilizados que, como hemos señalado en el epígrafe anterior, forman parte de depósitos de ladera (Figs. 7G, H y 9A, E) u ocupan el fondo de barrancos. El continuo reciclado de estos cantos y bloques tiene su última expresión en la acción antrópica: la arquitectura popular los utiliza como componente característico de toda clase de muros en edificaciones y fincas agrícolas (Fig. 12C).

#### *Relación de las unidades sedimentarias con las superficies de erosión*

La cartografía geológica y geomorfológica de la Sierra Pelarda y su entorno, junto con el reconocimiento de las unidades descritas en el campo (afloramientos naturales y calicatas), han permitido establecer las relaciones espaciales, altitudinales y cronológicas de dichas unidades con las sucesivas superficies de erosión neógenas (Fig. 13).

Involucrados en el flanco suroeste del anticlinorio de Montalbán, el conjunto de conglomerados paleógenos (C1) ha sufrido la erosión subsiguiente a su plegamiento (es decir, desde el Paleógeno). La actual zona de cumbres de Sierra Pelarda (hasta



**Fig. 11.** Aspectos de campo del conjunto litológico C3 en el sector oriental de Sierra Pelarda y su relación con las unidades anteriores. **A.** Contacto erosivo canalizado entre gravas de C3 con abundante matriz lutítica y materiales infrayacentes de C1 (calicata 2B; ver situación en Fig. 6C). **B.** Contacto erosivo entre gravas desestructuradas de C3 y conglomerados horizontales de C2 (ver situación en Fig. 10A).



**Fig. 12.** Aspectos de campo del conjunto litológico C4. **A.** Panorámica del piedemonte oeste de Sierra Pelarda, al pie del escarpe de falla de Cucalón-Pancrudo, modelado por glaciares villafranquienses y abanicos aluviales cuaternarios. **B.** Depósitos de abanico aluvial cuaternario en una trinchera al sur de Lagueruela (excavada para el estudio paleosísmico de Peiro *et al.*, 2024; ver situación en Fig. 2). **C.** Restos de muro construido con bloques silíceos procedentes del “reciclado” de la *facies Pelarda* en el piedemonte oeste.

1512 m de altitud), posiblemente coincidente con tramos más cementados o más ricos en componentes silíceos, registró una tasa de erosión menor y quedó formando un relieve residual, no arrasado por los aplanamientos del Plioceno medio (SEF2 y SEF3).

Estos aplanamientos pliocenos se extienden por debajo de 1430 m s.n.m. En primer lugar, puede identificarse un reducido replano erosivo atribuible a la superficie SEF2 al sur y sureste del relieve residual (sur de Fonfría; Fig. 13). El retazo más extenso se conserva en la loma de Cañamadera, entre las cotas 1430 y 1400 (ver situación en Fig. 6). Aunque en origen la SEF2 hubo de extenderse ampliamente hacia el sur, hasta conectar con los vastos retazos que quedan de ella entre Rubielos de la Cérica, Pancrudo y la loma de San Just (al sur del mapa de la Fig. 13), fue posteriormente rebajada y sustituida por SEF3 en todo el piedemonte meridional de Sierra Pelarda.

Las superficies de aplanamiento SEF2 y SEF3 se observan arrasando y biselando las capas del conjunto C1; en el caso de SEF3, mucho más extensa, también la unidad cementada subhorizontal discordante C2. Aunque no

puede descartarse que en algunas zonas sean superficies de erosión desnudas, allí donde se ha podido observar el terreno que modelan, aunque sea a profundidades mínimas, se comprueba que están tapizadas por una cubierta que hemos atribuido genéricamente al conjunto litológico C3. Para la SEF2, de extensión muy limitada (ver Fig. 13), esta apreciación es menos categórica, ya que esa cubierta asociada se ha visto con claridad únicamente en el extremo oriental del retazo de la loma de Cañamadera (Fig. 9B; ver situación en Fig. 6). En la SEF3, mucho más extensa, esa cubierta parece un atributo bastante generalizado. En el sector central de la sierra, ha sido observada en los taludes de la plataforma del aerogenerador “Sierra Pelarda 4” (Fig. 9C-E) y en las calicatas 1A y 1B (Fig. 9F; ver situación en Fig. 6). En todos los casos presenta espesores en torno a 1 m y cubre discordante las capas inclinadas de C1. En el sector oriental (altos de La Lobera y La Atalaya) el conjunto C3 presenta un espesor variable entre <1 m y ≈10 m y se dispone en discordancia angular o erosiva sobre C1 y C2 (Fig. 11; ver situación en Figs. 6, 10A). El techo de C3 en esa zona coincide con la superficie de aplanamiento

SEF3, que desciende desde el noroeste hasta situarse aquí a 1270-1220 m de altitud. Las gravas y limos de C3 que se observan en las calicatas 2A y 2B (Fig. 11A) habrían sido transportadas y acumuladas de forma heterogénea a la vez que esa superficie se modelaba. Lo mismo ocurre en la suave rampa del piedemonte sur de la sierra, que desciende desde 1400 m hasta 1260 m cerca de Godos, con una pendiente media del 2,2%: se corresponde con la SEF3 y está tapizada por una cubierta de espesor decimétrico de bloques y cantos sueltos de C3.

Los materiales agrupados en la unidad C4 se sitúan en el piedemonte occidental de la sierra, al pie de la falla de Cucalón-Pancrudo y mucho más bajos que la SEF3. Se habrían depositado en un contexto geomorfológico posterior a los aplanamientos del Plioceno medio.

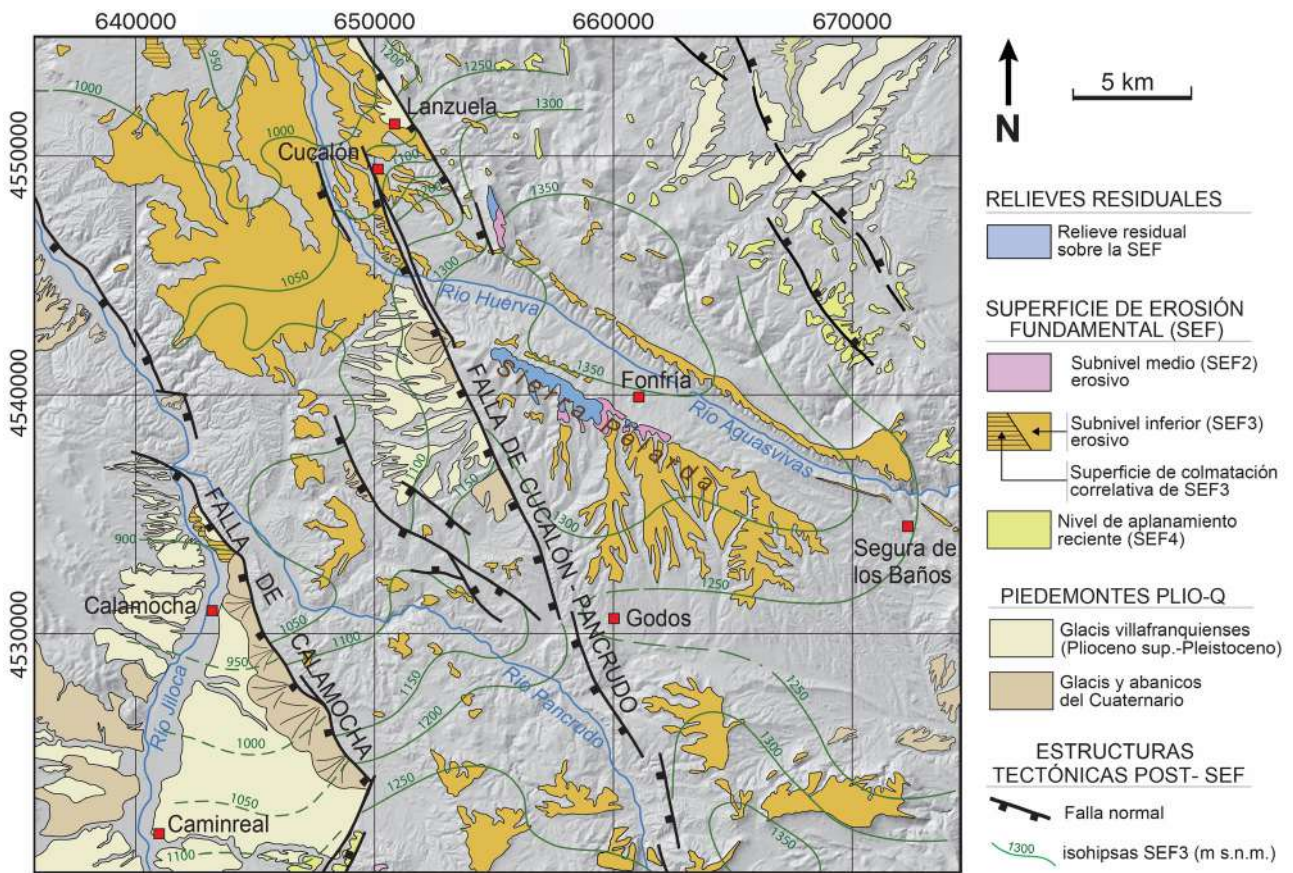
En resumen, el conjunto C1 fue depositado y deformado en el Paleógeno, antes del desarrollo de las superficies de erosión SEF2 y SEF3; quedó preservado en la zona más alta de Sierra Pelarda en forma de relieve residual, y fue modelado por ambas superficies en los piedemontes oriental y meridional. Al conjunto C3 pertenece la cubierta de las superficies SEF2 y SEF3, con las que se relacionaría cronológica y genéticamente. C4 se depositó posteriormente, en el contexto de la activación extensional de la falla de Cucalón-Pancrudo, y sus distintas subunidades se relacionan con niveles morfogenéticos (glacis y abanicos

aluviales) de finales del Plioceno y Cuaternario. No se ha observado ninguna relación entre los aplanamientos erosivos y el conjunto C2, si bien de los datos expuestos cabe inferir que éste sería también anterior a SEF2 y SEF3.

#### Adscripción estratigráfica y cronológica

A partir de los datos expuestos, incluidos los obtenidos de la bibliografía regional y nuestras propias observaciones, es posible adscribir los conjuntos litológicos C1 a C4 a diversas unidades estratigráficas de la región y acotarlas cronológicamente (Fig. 14).

C1: Los materiales descritos como C1 deben de corresponderse con una parte del conjunto conglomerático-arcilloso, con intercalaciones de calizas y yesos, que constituye el relleno paleógeno de la Cuenca de Montalbán. La comparación con la cartografía de UTS de este sector (Pérez, 1989), las características de los materiales y la disposición de las capas permiten atribuir el conjunto C1 esencialmente a la UTS T2. Los argumentos concretos son los siguientes: (i) la continuidad cartográfica con dicha UTS, evidenciada sobre las imágenes de Google Earth y sugerida en la cartografía 1:200.000 (Gabaldón *et al.*, 1991) si se suprime imaginariamente la cubierta atribuida a la “raña cuaternaria” (unidad 76); (ii) la descripción litológica deta-



**Fig. 13.** Mapa morfotectónico de la Sierra Pelarda y su entorno. Se representan los retazos conservados de las superficies de aplanamiento neógenas (SEF2, SEF3, SEF4); los relieves residuales (no aplanados) y los glacis plio-pleistocenos; las isohipsas reconstruidas de la superficie más extensamente representada (SEF3), y las fallas que la desplazan. Base: imagen sombreada del relieve a partir del DTM (pixel de 25 m) del IGN.

llada de esta unidad que hace Pérez (1989) en la columna levantada en Segura de los Baños, donde menciona repetidamente la presencia de conglomerados con cantos silíceos en la parte superior de la unidad; (iii) el espesor estimado para C1, que es coherente con el que Pérez (1989) asigna a la UTS T2 en Segura de los Baños (890 m). No obstante, no se descarta que los materiales de C1 localizados en la zona de La Atalaya y más hacia el SE puedan pertenecer a la unidad T4 (hay que tener en cuenta que en esa zona no se encuentra registrada T3). A partir de la datación regional de las UTS mencionadas (Morales *et al.*, 1992; González y Pérez, 2018), el conjunto litológico C1 sería atribuible esencialmente al Eoceno medio-superior (sin poder descartar que alcance hasta el Oligoceno, en caso de englobar, efectivamente, una parte de T4).

C2: Por sus características litológicas y su posición estratigráfica y topográfica, los materiales agrupados en el conjunto C2 podrían correlacionarse tentativamente con los que cubren discordantes el Paleógeno al oeste de Armillas (SE de Segura de los Baños, al este del mapa de la Fig. 13), y también con el conjunto sedimentario que se extiende por la parte sur de Sierra Pelarda superpuesto a las unidades paleógenas de la Cuenca de Montalbán. Este último aflora bien en los taludes de la carretera A-2513 en la vertiente sur del puerto de Fonfría, en forma de conglomerados oscuros de cantos angulosos. Constituye una unidad postorogénica que no se ve afectada por el cabalgamiento de Sierra Pelarda (Peiro *et al.*, 2024), y cuya procedencia podría buscarse en el Paleozoico y Triásico del bloque cabalgante. La cartografía MAGNA (hoja 492; Martín *et al.*, 1977) engloba todos estos materiales en una unidad comprensiva atribuida al Mioceno superior-Plioceno, y que cubre una superficie muy amplia en todo el centro y noroeste de la hoja (seguramente excesiva, a la luz de los resultados que expondremos más adelante). Los trabajos estratigráficos sobre el Cenozoico de la Cuenca de Montalbán (Pérez, 1981, 1989; Pérez *et al.*, 1983) no incluyen en su ámbito toda esa extensión, pero sí caracterizan la mancha al oeste de Armillas y la atribuyen a la UTS regional T6, del Aragoniense medio-superior. Por su parte, los materiales descritos en la Atalaya podrían ser más modernos, y abarcar parte del Mioceno superior a Plioceno inferior. En todo caso, tal como hemos anotado en el epígrafe anterior, serían anteriores a la superficie de erosión SEF3, que regionalmente tiene una edad bien establecida en el inicio del Plioceno

superior (3,5 Ma; Ezquerro *et al.*, 2020). En consecuencia, la edad del conjunto C2 quedaría globalmente acotada entre el Mioceno medio y el Plioceno inferior.

C3: De manera más o menos explícita, según los autores, este conjunto ha sido identificado en la literatura con los depósitos aluviales que caracterizan el tránsito del Plioceno al Cuaternario en extensas zonas de la Cordillera Ibérica y la Meseta: cubierta de los glaciares villafranquienses, raña (Carls y Monninger, 1974; Martín *et al.*, 1977; Gabaldón *et al.*, 1989, 1991). No obstante, su posición geomorfológica en lo alto de Sierra Pelarda sugiere una cronología más antigua, y la relación observada con la superficie de erosión SEF3 (coetánea o inmediatamente posterior a ésta) implica que su edad se situaría, de forma más precisa, en el inicio del Plioceno superior (3,5 Ma). Los verdaderos glaciares villafranquienses se sitúan a altitudes entre 100 y 200 m más bajas, modelando el piedemonte oeste de la sierra y totalmente desconectados de SEF3.

C4: Los depósitos clásticos silíceos acumulados en el piedemonte oeste de Sierra Pelarda (bloque hundido de la falla de Cucalón-Pancrudo) se asocian a tres dominios geomorfológicos: dos niveles de glaciares villafranquienses

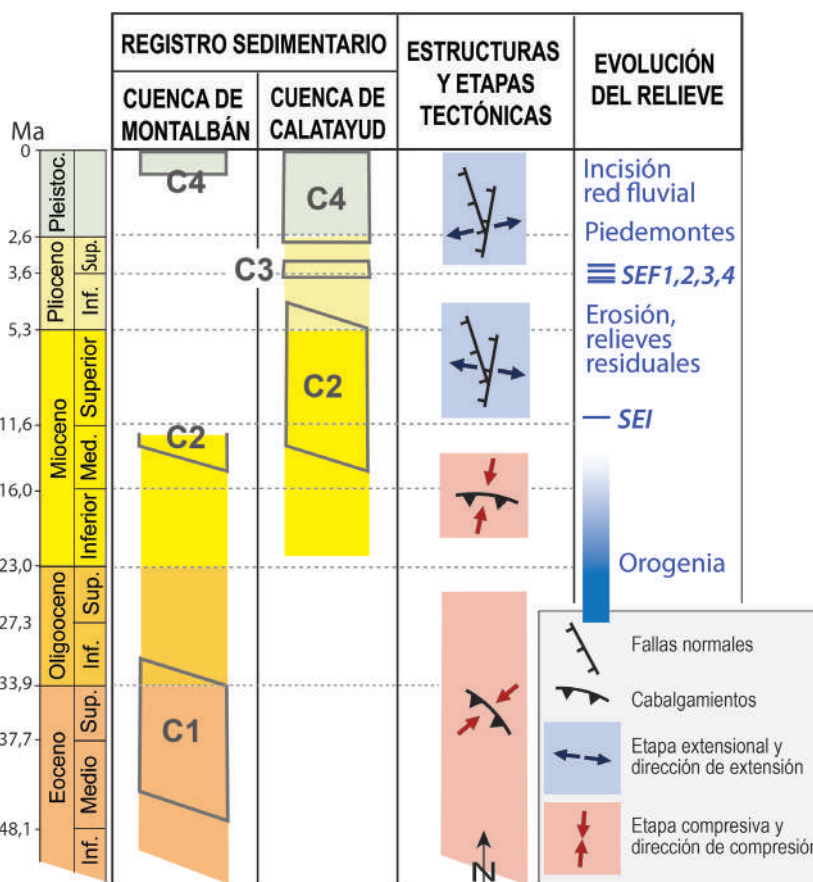


Fig. 14. Cuadro cronológico de síntesis de unidades litológicas, superficies de erosión y procesos tectónicos en Sierra Pelarda y su entorno. Edades según la Carta Cronostratigráfica Internacional (v2024-12).

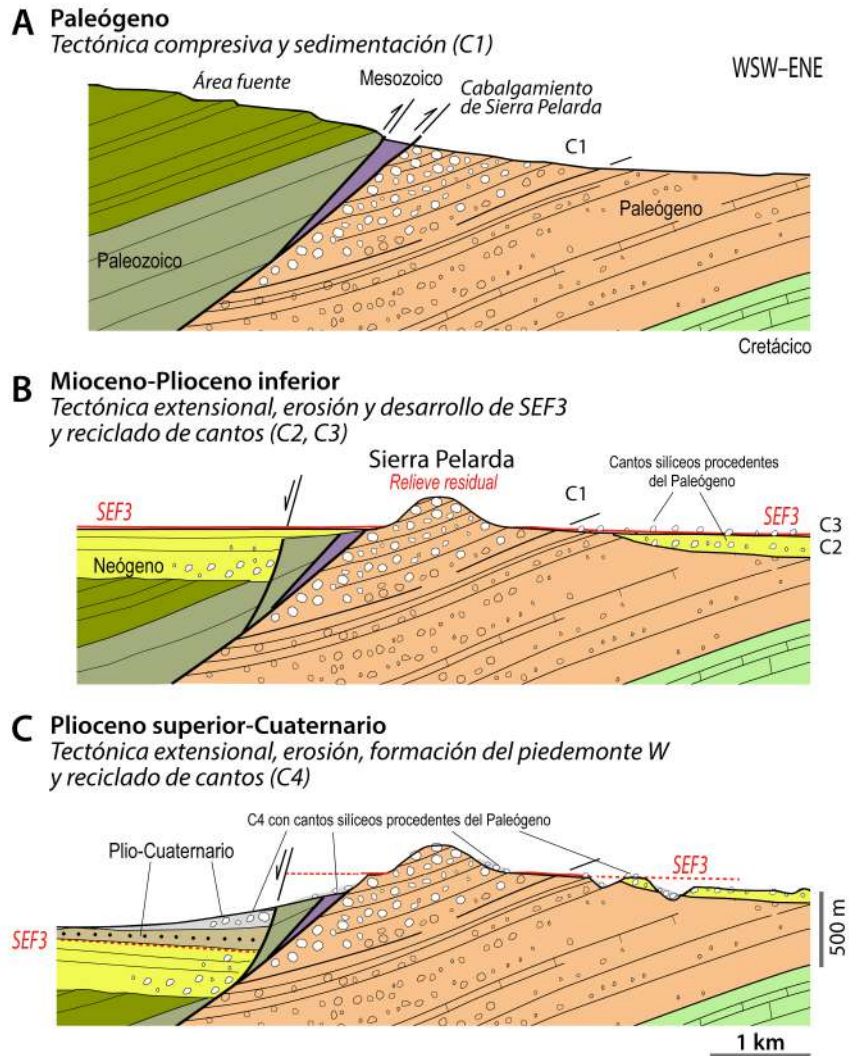
en la zona de Lagueruela-Valverde y el conjunto de glaciares y abanicos aluviales cuaternarios que hay entre Lagueruela y Collados (Fig. 2). Los primeros son homologables a los que se extienden prácticamente por todas las cuencas neógeno-cuaternarias intramontañas de la Cordillera Ibérica centro-oriental. Aunque lo más común es que se reconozca sólo uno de los niveles, es notoria la existencia de dos niveles bien diferenciados en la depresión de Sarrión-Mijares (Simón, 1982). El más moderno de ellos cuenta con una datación precisa y robusta en La Puebla de Valverde, obtenida en principio a partir de fauna de macromamíferos (Adrover, 1975; biozona MN17, acotada entre 2,4 y 1,8 Ma) y corroborada y precisada más tarde mediante magnetoestratigrafía (2,1-1,95 Ma; Sinusía *et al.*, 2004). Ésta es la edad que podría atribuirse al glacis inferior de Lagueruela-Valverde, quedando acotado por tanto el nivel superior entre 3,5 y 2,1 Ma.

En cuanto a los sedimentos cuaternarios, contamos con dataciones numéricas de sus niveles más recientes, obtenidas por luminiscencia óptica (OSL) en dos trincheras paleosismológicas excavadas en el abanico aluvial del sur de Lagueruela (Peiro *et al.*, 2024). Corresponden a los 3 m superiores del depósito y se sitúan entre 38 ka y 3 ka, desconociéndose la edad de su base.

### Síntesis e interpretación: un modelo morfo-tecto-sedimentario

Una vez que han sido (i) caracterizadas los distintos conjuntos conglomeráticos silíceos de la zona de estudio, (ii) examinadas su distribución y relaciones cartográficas, (iii) analizada su relación con las superficies de aplanamiento, y (iv) acotada su cronología, es posible elaborar un modelo genético para los conglomerados de Sierra Pelarda en el contexto tectónico alpino y en el contexto evolutivo del relieve de la sierra y sus piedemontes (Fig. 15). En primer lugar, es necesario destacar que en ese dominio geográfico existen varias unidades con la característica común de la presencia ubicua de cantos silíceos redondeados, pero generadas en distintas etapas a lo largo del Cenozoico: Eoceno, Mioceno superior-Plioceno inferior (?), Plioceno superior y Cuaternario.

En segundo lugar, hay que diferenciar tres grandes etapas en el proceso evolutivo: (a) etapa paleógena, en que se depositan y pliegan los materiales conglomeráticos originales; (b) etapa neógena, en que se modela el relieve de la sierra y comienza el reciclado de los cantos silíceos, a la vez que se forma la Cuenca de Calatayud; (c) etapa plio-cuaternaria, en que se reactiva extensionalmente la falla de Cucalón-Pancrudo y se configura el piedemonte occidental, a la vez que siguen incorporándose cantos silíceos a nuevos depósitos sedimentarios.



**Fig. 15.** Modelo de evolución morfo-tecto-sedimentaria del sector de estudio, en el que se inscriben los distintos conjuntos litológicos (C1 a C4) definidos en Sierra Pelarda. **A.** Tectónica compresiva paleógena y depósito del conjunto C1 en relación con el desmantelamiento erosivo del bloque superior del cabalgamiento NW-SE de Sierra Pelarda, constituido principalmente por unidades silíceas cambro-ordovícicas. **B.** Tectónica extensional miocena, con inversión negativa del cabalgamiento y desarrollo de la falla normal que limita por el este la cuenca neógena de Calatayud. Etapa de arrasamiento erosivo, con desarrollo de la Superficie de Erosión Fundamental (especialmente, del nivel SEF3) y depósito de las unidades C2 y C3 que reciclan los cantos silíceos de la unidad C1. **C.** Tectónica extensional del Plioceno superior-Cuaternario que reactiva la falla normal y el relieve, produciendo el desarrollo de abanicos aluviales y depósitos de ladera que nuevamente reciclan cantos silíceos de las unidades anteriores (especialmente de C1). La ubicación y orientación de la sección representada en el modelo se indica en la Fig. 5. La escala es aproximada, y presenta una exageración vertical para mostrar mejor la evolución morfológica de la Sierra Pelarda y las zonas adyacentes.

### (1) Sedimentación y tectónica compresiva en el Paleógeno

Los depósitos de conglomerados estratificados y basculados hacia el suroeste (conjunto C1) constituyen la mayor parte del volumen de material conglomerático de Sierra Pelarda. Tal como hemos indicado, atribuimos este conjunto esencialmente a la UTS T2 de la Cuenca de Montalbán (Pérez *et al.*, 1983; Pérez, 1989). El modelo paleogeográfico propuesto por Pérez (1989) para la parte alta de la unidad T2 muestra el desarrollo de abanicos aluviales con áreas proximales situadas en el margen norte de la Cuenca de Montalbán y con paleocorrientes procedentes del noreste, con azimuts entre 180° y 220°. Según Pérez (1989), estas facies proximales gradarían a sectores medios y distales de abanicos aluviales y, finalmente, lagos carbonatados hacia el suroeste de la Cuenca de Montalbán. Las observaciones realizadas en el entorno de Sierra Pelarda permiten matizar este esquema paleogeográfico. Los cambios en las facies de conglomerados, con bancos más potentes y numerosos y con cantos silíceos de mayor tamaño (bloques casi métricos) y menos redondeados hacia la parte occidental de la sierra (sector de Bea-Lagueruela; Fig. 7), sugieren que, al menos en la parte más alta de la unidad T<sub>2</sub><sup>2</sup>, existirían facies proximales hacia el oeste. Similares cambios de facies en los depósitos conglomeráticos de Sierra Pelarda ya fueron descritos por Pailhé (1984). Lamentablemente, la mala calidad de los afloramientos ha impedido reconocer estructuras sedimentarias en estos depósitos que aporten información sobre direcciones de paleocorrientes. No obstante, de acuerdo con el cambio de facies descrito, el área fuente de los cantos silíceos que conforman el potente depósito de conglomerados de Sierra Pelarda asignado a C1 se situaría hacia el oeste de la misma (Fig. 15A). Los abanicos aluviales procedentes de esta área fuente silícea convergerían, hacia el centro-este de la Cuenca de Montalbán (sur y sureste de Segura de los Baños), con los abanicos aluviales fundamentalmente carbonatados de procedencia norte descritos por Pérez (1989).

La fuente de los materiales silíceos de Sierra Pelarda (conjunto C1) se sitúa actualmente en el sustrato paleozoico de la cuenca neógena de Calatayud. Este sustrato está formado por unidades cámbricas (*e.g.*, Fms. Bámbola, Daroca o Embid) y, en menor medida, ordovícicas en las que dominan rocas silíceas (cuarzoarenitas/areniscas cuarcíticas y conglomerados), a veces, en bancos potentes (>2 m) (Lotze, 1929; Gabaldón *et al.*, 1991; Liñán *et al.*, 2004). La aparente contradicción entre la altura actual de los materiales de esta área fuente (en torno a 900-1000 m) y la altitud de los depósitos derivados de ella en Sierra Pelarda (hasta 1500 m) puede resolverse si se tiene en consideración la estructura tectónica de la región, especialmente la derivada de su evolución posterior. Por un lado, la cuenca neógena de Calatayud, y su sustrato paleozoico, están limitados por el este por el segmento de falla NNW-SSE de Cudalón-Pancrudo, cuyo salto vertical plio-cuaternario (post SEF3; 3,5 Ma) se ha evaluado en el sector de Lagueruela (oeste de Sierra Pelarda) en unos 300 m (Peiro, 2023; Peiro *et al.*, 2024). Este salto probablemente superaría los 500 m si se considera en conjunto en conjunto la evolución neó-

gena de la cuenca (Fig. 15B, C). La restitución de este salto normal neógeno-cuaternario situaría el sustrato paleozoico de la Cuenca de Calatayud a una altura similar o mayor que los conglomerados del conjunto C1 localizados en la parte culminante de Sierra Pelarda, actualmente en el bloque levantado de esa falla normal. Por otro lado, este segmento de falla resulta de la inversión negativa de un sistema imbricado de cabalgamientos de similar orientación, quizás con directriz más ibérica (NW-SE), que se reconocen en el entorno de la localidad de Lagueruela y al noreste y este de la localidad de Collados (suroeste de Sierra Pelarda; Figs. 2 y 5) (Peiro, 2023; Peiro *et al.*, 2024). Este sistema de cabalgamientos superpone, primero, el Triásico sobre el conjunto C1 de Sierra Pelarda y unidades infrayacentes a ésta; después el resto de unidades mesozoicas sobre las unidades más antiguas y, finalmente, las unidades basales del Cámbrico sobre los materiales mesozoicos y cenozoicos (Fig. 15A). Esta inversión negativa de cabalgamientos durante la etapa extensional neógena es una constante en las fallas del corredor Calatayud-Jiloca (Daroca: Colomer y Santanach, 1988; Gutiérrez *et al.*, 2020; Calamocha: Peiro *et al.*, 2023; Sierra Palomera: Peiro *et al.*, 2022; Concud: Lafuente *et al.*, 2011).

Con todo, se interpreta que el área fuente de los conglomerados silíceos de C1 de Sierra Pelarda sería el bloque superior de este sistema de cabalgamientos, cuyo rebaje erosivo dio lugar al depósito de este conjunto. Esta nueva propuesta paleogeográfica para la parte alta de la unidad tectosedimentaria T2 de Montalbán explicaría el cambio de facies aquí descrito y reconocido por Pailhé (1984), con facies aluviales relativamente más distales hacia el este, es decir hacia zonas más alejadas del sistema de cabalgamientos. El hecho que los propios sedimentos de C1 estén afectados por el sistema de cabalgamientos refuerza la localización de su área fuente en el bloque superior del cabalgamiento y, además, relaciona esta unidad con una tectónica compresiva. Cabe destacar que este sistema de cabalgamientos pone en contacto los materiales paleozoicos basales (Cámbrico inferior) con el conjunto C1 (Paleógeno) y que toda la serie mesozoica está involucrada en esta estructura, como así indica el corte geológico realizado por Cortés Gracia y Casas Sainz (1996). El salto vertical que se infiere para esta estructura en dicho corte es, al menos, de 5 km, lo que la sitúa como una de las grandes estructuras compresivas en la Cordillera Ibérica central.

### (2) Modelado erosivo y hundimiento de la Cuenca de Calatayud en el Neógeno

Tras la estructuración compresiva del Paleógeno, los conglomerados del conjunto 1 plegados en el flanco sur del anticlinal de Montalbán son sometidos a una primera etapa de desmantelamiento erosivo, previa a la sedimentación del conjunto C2 (Mioceno *s.l.*). Esto ocurre en un contexto tectónico de transición entre un régimen compresivo y uno extensional, durante el cual se produce el hundimiento de la Cuenca de Calatayud. En sus inicios (Mioceno inferior), ésta ha sido interpretada como una cuenca de antepaís respecto al cabalgamiento de Daroca (margen suroeste) y,

episódicamente, como una cuenca de *piggy-back* respecto a los cabalgamientos del margen noreste (Nigüella-Monforte y Sierra Pelarda) (Mielgo, 2024; Mielgo *et al.*, 2025). Posteriormente (Mioceno superior-Plioceno inferior), la cuenca evoluciona a un *graben* extensional, episodio al que correspondería el esquema de la Fig. 15B.

Los cantos silíceos del Paleógeno sufren en el Mioceno un primer proceso de reciclado para incorporarse al conjunto C2, que se deposita discordante sobre aquél hacia el E y S de la sierra y sería parcialmente coetáneo de la sucesión sedimentaria que rellena la Cuenca de Calatayud. El desmantelamiento erosivo continúa luego durante el Plioceno inferior, hasta culminar en el desarrollo de las superficies de aplanamiento SEF2 y, sobre todo, SEF3, ampliamente representada en el piedemonte sur de la sierra. Ésta no es completamente arrasada, sino que permanece como un relieve residual que resalta unos 60-80 m sobre el arranque de SEF2 y 130-160 m sobre el arranque de SEF3. El retrabajado de cantos silíceos prosigue en esta etapa, de manera que la SEF3 queda cubierta por C3 en amplias zonas, formando un manto de espesor variable entre <1 m y unos 10 m que puede ser datado en unos 3,5 Ma por correlación regional (Fig. 15B). Su vinculación con esa superficie de erosión, que arranca de los relieves residuales y de los retazos de SEF2 para formar una rampa suave y uniforme en la vertiente sur de la sierra, sugiere una sedimentación aluvial esencialmente por arroyada en manto (*sheet flood*). Ello, sin perjuicio de la existencia de flujos canalizados locales como sugieren las geometrías mostradas en la Figura 11.

### (3) Tectónica extensional y formación del piedemonte oeste en el Plioceno superior-Cuaternario

Durante el Plioceno superior-Cuaternario, la falla de Cucalón-Pancrudo experimenta su etapa de actividad extensional principal, culminando la inversión tectónica negativa de las estructuras contractivas del margen noreste de la Cuenca de Calatayud (Fig. 15C). En el bloque hundido, al oeste de la falla, se acumula una sucesión aluvial de piedemonte, de un espesor total superior a los 100 m y con predominio lutítico en los tramos inferior y medio (unidad Rojo 3, en la nomenclatura regional informal: Hernández *et al.*, 1983; Gabaldón *et al.*, 1991). La sucesión culmina con una cubierta de gravas silíceas asociada a la superficie de glacis que modela el piedemonte (glacis villafranquiense en la nomenclatura regional común). El aspecto del escarpe topográfico originado por la falla, que pone en contraste el relieve de la sierra con la suave rampa del piedemonte, queda bien reflejado en la imagen de la Figura 8.

La superficie SEF3 es desplazada unos 300 m, quedando expuesta en Sierra Pelarda a altitudes de entre 1300 y 1350 m (pasando a ser consiguientemente degradada por la erosión desde el Plioceno superior), y fosilizada bajo la unidad Rojo 3 en el piedemonte occidental (Peiro *et al.*, 2024).

La evolución del relieve continúa durante todo el Cuaternario siguiendo los mismos patrones: incisión de la red de drenaje en el bloque levantado y continuación de la

sedimentación aluvial en algunos abanicos superpuestos al glacis villafranquiense. El más importante de ellos, situado 2 km al sur de Lagueruela, permanece activo hasta hace unos 20 ka, según las dataciones obtenidas por Peiro *et al.* (2024) en el estudio paleosismológico de la falla de Cucalón-Pancrudo.

Tanto la cubierta de los glacis villafranquienses como los abanicos cuaternarios (lo que hemos definido como conjunto C4), y también las propias laderas que van remodelándose en toda la sierra y en la red de drenaje que irradia de ella, incorporan proporciones importantes de cantos y bloques silíceos procedentes del Paleógeno.

## Discusión

### *Los depósitos conglomeráticos y el reciclado de material*

La semejanza litológica de los conjuntos C1 a C4 descritos en el complejo conglomerático de Sierra Pelarda proviene simplemente de la herencia que ha ido trasladándose de unas a otras a lo largo de distintos ciclos sedimentarios. Los cantos de cuarcita y arenisca silícea de C1 (Paleógeno), debieron de provenir de un área fuente relativamente lejana, suficiente para justificar su alto grado de redondez. Aquélla pudo localizarse en los macizos paleozoicos que conforman la Cordillera Ibérica central, y que se extienden actualmente al norte, este y oeste de la zona de estudio. Sin embargo, la estructura de la región sugiere que, con bastante probabilidad, procedieron del oeste, de unidades que hoy forman parte del sustrato paleozoico de la cuenca neógena de Calatayud.

Para los cantos y bloques silíceos que contienen, en mayor o menor proporción, los conjuntos neógeno-cuaternarios C2 a C4 no es necesario buscar un área fuente externa y lejana: vienen retrabajados de los propios conglomerados silíceos del Paleógeno, plegados y levantados en el flanco suroeste del anticlinorio de Montalbán, y desmantelados por la erosión a partir del Oligoceno. Los bloques redondeados de grandes dimensiones que aparecen aislados dentro de los conglomerados de tamaño medio de C2 (Fig. 10C) sugieren claramente esa inmediatez del área fuente y el carácter heredado de los clastos. Ese mismo escenario se repite durante el desarrollo de los aplanamientos y piedemontes pliocenos y durante la evolución de vertientes durante todo el Cuaternario, tanto en las etapas frías y húmedas de regularización como en las etapas áridas de incisión, en que los cantos silíceos descienden y cubren las laderas u ocupan el fondo de los barrancos.

En definitiva, el reciclado continuo de los cantos y bloques del conjunto C1 da lugar a un complejo conglomerático (*facies Pelarda*) poligénico y heterócrono que se extiende por las zonas altas de la sierra, sus piedemontes y su red fluvial periférica. A pesar de la diversidad y la variopinta conexión de sus elementos integrantes con la evolución morfo-tecto-sedimentaria, la impronta que produce la presencia ubicua de cantos y bloques silíceos da lugar a una convergencia de facies que está en el origen de la confusión interpretativa que ha concitado la Sierra Pelarda.

### Comparación con las interpretaciones previas

A continuación, se contrastan los resultados obtenidos en este trabajo con las distintas interpretaciones genéticas previas de la *facies Pelarda*, combinando dos perspectivas: la espacial y la temporal.

Desde el punto de vista espacial, el modelo evolutivo aquí propuesto (Fig. 15) explica por qué en toda la Sierra Pelarda y su entorno es constante la presencia de cantos y bloques silíceos. La dificultad de reconocer la estratificación llevó a pensar a algunos autores que todos ellos formaban parte de una sola unidad subhorizontal superpuesta al Cenozoico de la Cuenca de Montalbán. El rango de cotas en que aflora ese aparente volumen compacto de depósitos aluviales, entre 1325-1350 y 1512 m, llevó a inferir que su espesor total podía acercarse a los 200 m (Carls y Monninger, 1974; Bommer, 1978). El modelo aquí propuesto discierne los materiales paléogenos inclinados de los depósitos neógeno-cuaternarios subhorizontales, producto del retrabajado de aquéllos y con un espesor mucho menor. La arquitectura interna de Sierra Pelarda resulta ser, por tanto, muy diferente de la concebida por aquellos autores.

Desde el punto de vista temporal, el modelo de Carls y Monninger (1974) y Bommer (1978) llevaba la edad de aquella llamada “Formación Pelarda” al Plio-Cuaternario, posterior al desarrollo de la superficie de aplanamiento “Finipontiense”. Esa atribución cronológica (aunque con variantes en cuanto a la interpretación genética) se mantuvo hasta trabajos más recientes, incluida la cartografía del IGME (Martín *et al.*, 1977; Gabaldón *et al.*, 1989, 1991). El modelo aquí presentado excluye esa edad para el grueso de conglomerados silíceos de la sierra (conjunto C1), y la reserva sólo para los depósitos superficiales que cubren sus piedemontes y vertientes (C3, C4). Son únicamente los depósitos de C3 los que forman el fino manto aluvial asociado a la superficie de aplanamiento dominante SEF3 (atribuibles, por tanto, al inicio del Plioceno superior), mientras los de C4 serían ya cuaternarios.

Los resultados obtenidos dan soporte a la otra línea interpretativa, la expresada por Moissenet (1980), Adrover *et al.* (1982) y Pailhé (1984). Todos ellos reconocieron la inclinación de los conglomerados silíceos de la zona culminante de Sierra Pelarda y los atribuyeron al Paleógeno. Interpretaron su control estructural por fallas inversas durante la compresión alpina, luego invertidas como fallas normales durante la extensión neógeno-cuaternaria, y reconstruyeron un dispositivo tectosedimentario (sistema aluvial de alta energía precedente de materiales paleozoicos levantados el oeste) que también se corrobora en este trabajo. Asimismo, identificaron la cresta de Sierra Pelarda como un relieve residual que destaca sobre la superficie de aplanamiento SEF3, interpretación que también es compartida en este estudio.

### Implicaciones en la tectónica reciente

La interpretación genética propuesta para las distintas litologías de *facies Pelarda*, así como el modelo evolutivo integral presentado (Fig. 15), son coherentes con el marco

morfotectónico regional, y permiten confirmar y precisar algunos de sus elementos.

Desde la década de 1980, las superficies de aplanamiento pliocenas han sido utilizadas en muchos trabajos como marcadores de las deformaciones verticales recientes (fallas normales y basculamientos asociados). En principio lo fue la Superficie de Erosión Fundamental (Simón, 1982, 1989; Peña *et al.*, 1984; Gutiérrez y Gracia, 1997). Más recientemente, una vez diferenciados los subniveles en que se divide y corregidas algunas confusiones con la Superficie Intramiocena (Simón-Porcar *et al.*, 2019; Simón, 2021), los mapas de contornos estructurales de dos subniveles (SEF2 y SEF3) han permitido afinar notablemente el cálculo de los saltos de falla posteriores a 3,8-3,5 Ma (Ezquerro *et al.*, 2020; Peiro, 2023; Peiro *et al.*, 2022, 2023, 2024).

El presente trabajo se inscribe en esta nueva etapa de investigación, en la que un marco morfotectónico regional mucho más sólido que el disponible en los años 80 permite comprender mejor la evolución de la Sierra Pelarda y, recíprocamente, la resolución del “enigma Pelarda” refrenda el modelo evolutivo regional. En particular, la identificación inequívoca de la cresta de Sierra Pelarda con un relieve residual en materiales paleógenos, y la cartografía detallada de SEF2 y SEF3 en su piedemonte sur y sureste, han permitido un cálculo preciso del desplazamiento en la zona de falla extensional de Cucalón-Pancrudo. Es necesario señalar que dicho cálculo ha requerido, además, contar con evidencias regionales de la contemporaneidad entre el aplanamiento erosivo SEF3 y el horizonte sedimentario con el que culmina la sedimentación lacustre-palustre de las cuencas endorreicas de Calatayud y Teruel: techo del Páramo 2 y de la megasecuencia M8 definida por Ezquerro, 2017; biozona MN16, cerca de la base del cron C2An.3n; 3.5 Ma (Ezquerro *et al.*, 2020). El salto vertical máximo sólo en la falla de Cucalón-Pancrudo es de 190 m, aunque añadiendo el de la falla sintética de Valverde y una ligera componente de *bending* entre ambas, llega a 280-300 m. Asumiendo un movimiento normal puro y un buzamiento promedio de 65-70° para ambas fallas, el salto neto total sería de 305-325 m y la tasa de deslizamiento de 0,09 mm/a para los últimos 3,5 Ma (Peiro *et al.*, 2024).

*Por qué el “enigma Pelarda” ha permanecido latente durante más de cuatro décadas*

Cabe preguntarse por qué, si todas las evidencias expuestas respaldan de manera consistente un modelo propuesto en los primeros años 80, en respuesta a otro aparentemente erróneo enunciado en los 70, este pervivió en la cartografía del IGME hasta el principio de los 90. Asimismo, es curioso que durante las décadas posteriores no se hayan realizado trabajos para abordar este dilema. Ocurre con frecuencia en ciencia, y particularmente en Geología, que algunas controversias permanecen activas durante un tiempo, sometidas a discusión intensa mientras sus protagonistas las consideran del máximo interés. Sin embargo, por falta de avance o pérdida de ese interés, van “enfriándose” sin llegar a resolverse, quedando en la práctica fuera

del foco de la comunidad científica. Este podría ser el caso, si no fuese porque el modelo refutado es precisamente el que recoge la cartografía geológica oficial. Es probable que los trabajos de Moissenet y Pailhé no sean tan conocidos como las cartografías del IGME 1:50.000, 1:200.000 y la digital continua disponible en la plataforma GEODE, y eso ha contribuido a que la confusión se haya perpetuado.

Estas reflexiones no implican en modo alguno un juicio de valor sobre el rigor o la buena praxis de los investigadores que formularon aquella primera hipótesis. Las condiciones de observación actuales de los materiales de *facies Pelarda* son ya difíciles, por lo que cabe suponer que en los años 70 lo serían aun más. Es posible que los taludes de la carretera que atraviesa la sierra entre Fonfría y Olalla fuesen entonces los únicos afloramientos disponibles, lo que impedía hacerse una idea realista de la disposición de los materiales aluviales. En el presente trabajo, los autores hemos podido recorrer largas pistas forestales que entonces tal vez no existían; hemos reconocido taludes en las infraestructuras de acceso y asentamiento del parque eólico “Sierra Pelarda”, y se han excavado catas de reconocimiento en puntos críticos que lo requerían. También han sido decisivas las modernas imágenes de satélite y los Modelos Digitales del Terreno, que permiten visualizar la superficie topográfica por debajo de la cubierta boscosa que crearon las repoblaciones forestales de mediados del siglo XX. Las labores realizadas en el terreno y el crecimiento de la masa forestal han dificultado las observaciones panorámicas, aunque por otra parte han mejorado y creado nuevas pistas forestales que permiten hacer observaciones puntuales de gran valor. Sin todo ello, el reconocimiento de los conglomerados paleógenos inclinados en las zonas altas de la sierra no habría sido posible, y tal vez hubiésemos aceptado hallarnos ante una unidad excepcional, difícil de encajar en los modelos convencionales (hasta el punto de dar lugar a la hipótesis “extraterrestre” de Ernstson y Claudín, 1990).

Los resultados mostrados en este trabajo deberían suponer un punto de inflexión en la cartografía oficial de la *facies Pelarda*. El papel del IGME como custodio y proveedor de la información geológica fundamental de nuestro país requiere revisar y actualizar la cartografía continua cuando se publican nuevos datos que pueden modificarla significativamente. La plataforma digital GEODE tiene esa versatilidad que permite su edición cuando es necesario. Es, por tanto, viable y conveniente efectuar esa corrección para incorporar el conocimiento científico que plasmamos en este trabajo y evitar cualquier confusión en el futuro.

## Conclusiones

Los conglomerados silíceos que forman el cuerpo de la Sierra Pelarda, caracterizados por su abundancia en bloques redondeados procedentes de cuarcitas y areniscas paleozoicas y triásicas, pertenecen a un potente tramo de la serie paleógena de la Cuenca de Montalbán, de unos 800-900 m de espesor y atribuible esencialmente al Eoceno medio-superior (UTS T2 de la Cuenca de Montalbán). Su área fuente fue el bloque superior de un sistema de cabalgamientos activados durante la compresión alpina, y poste-

riormente invertidos durante la extensión neógena para dar lugar a un segmento de la zona de falla de Cucalón-Pancrudo. Actualmente, los materiales de dicha área fuente se hallan cubiertos por el relleno neógeno de la Cuenca de Calatayud.

Partiendo de esos conglomerados originales (conjunto C1), los cantos y bloques que contienen el resto de materiales aluviales en la sierra y su entorno vienen reciclados de ellos durante su desmantelamiento erosivo a partir del Oligoceno. Esos materiales, aunque muestran una notable convergencia de facies resultado de su herencia común (*facies Pelarda*), componen un complejo poligénico y heterócrono formado por tres conjuntos litológicos: C2, conglomerados y areniscas del Mioceno medio-Plioceno inferior; C3, gravas aluviales, no cementadas y no estratificadas, del inicio del Plioceno superior; C4, gravas y limos aluviales y coluviales del Plioceno superior-Cuaternario.

La evolución global, morfo-tecto-sedimentaria, de la Sierra Pelarda comprende tres etapas: (1) Etapa paleógena. Se depositan los conglomerados silíceos originales, procedentes de un área fuente paleozoica situada al oeste. Durante y después de su sedimentación, esos conglomerados son plegados y cabalgados por unidades paleozoicas inferiores. (2) Etapa mio-pliocena. Se hunde la Cuenca de Calatayud, en un contexto de transición compresión-extensión. Se modela el relieve de la sierra; su parte culminante queda como relieve residual mientras en su entorno se desarrollan varias superficies de aplanamiento escalonadas: SEF2, SEF3 y SEF4. La erosión de los conglomerados paleógenos hace que sus cantos silíceos se incorporen a los sedimentos del conjunto C2 y posteriormente a la cubierta de C3 asociada a SEF3. (3) Etapa plio-cuaternaria. Se reactiva la zona de falla de Cucalón-Pancrudo, culminando la inversión negativa de las estructuras contractivas. El salto vertical llega a 280-300 m (salto neto de 305-325 m). En el Cuaternario continúa la incisión de la red de drenaje en el bloque levantado y la sedimentación aluvial en abanicos y laderas.

La extensión espacial de los depósitos de bloques silíceos redondeados y las dificultades objetivas de observación de los mismos condujo inicialmente a la interpretación, por parte de algunos autores, de que toda la parte superior de la Sierra Pelarda estaba formada por una gran unidad aluvial plio-cuaternaria, con un espesor cercano a los 200 m, idea que fue incorporada a la cartografía del IGME. El modelo aquí propuesto corrobora el modelo alternativo defendido en los trabajos de Moissenet, Adrover y Pailhé, que había permanecido al margen del debate durante las últimas cuatro décadas.

## Agradecimientos y financiación

Agradecemos al Servicio Provincial de Agricultura, Ganadería y Medio Ambiente de Teruel, del Gobierno de Aragón, la autorización para la realización de catas de reconocimiento en Sierra Pelarda. Esta investigación ha sido financiada por la Agencia Estatal de Investigación (MCIN/AEI/10.13039/501100011033) del Gobierno de España (proyecto PID2019-108705-GB-I00), el Gobierno de Ara-

gón (proyecto E32–*GEOtransfer. Investigación Geológica para la Ciencia y la Sociedad*), y Gobierno de Aragón–Programa Operativo del Fondo Europeo de Desarrollo Regional Aragón 2014–2020 (proyecto LMP127\_18). A. Peiro se benefició de un contrato FPU (FPU17/02470) del Gobierno de España.

### Contribución de autores/as

Elaboración del trabajo: J.L.S., L.E.A., A.L., A.P., M.A.S. y C.L.L.; metodología: J.L.S., A.P. y C.L.L.; obtención de datos: J.L.S., L.E.A., A.L., A.P., M.A.S. y C.L.L.; figuras: J.L.S., L.E.A., A.P. y C.L.L.; investigación/análisis: J.L.S., L.E.A., A.L., A.P., M.A.S. y C.L.L.; revisión del manuscrito, J.L.S., L.E.A., A.L., A.P., M.A.S. y C.L.L.; coordinación: J.L.S. y C.L.L.; supervisión: J.L.S. y C.L.L.; obtención de financiación, J.L.S. y C.L.L.

### Referencias

- Adrover, R., 1975. Principales yacimientos paleomastológicos de la provincia de Teruel y su posición estratigráfica relativa. En: I Coloquio Internacional Bioestratigrafía Continental del Neógeno Superior-Cuaternario Inferior (M.T. Alberdi, E. Aguirre, Eds.), Actas: 31–48.
- Adrover, R., Feist, M., Huguency, M., Mein, P., Moissenet, E., 1982. L'âge et la mise en relief de la formation detritique culminante de la Sierra Pelarda (Prov. Teruel, Espagne). *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris*, 295: 231–236.
- Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Álvarez, M.A., Azanza, B., Calvo, J.P., Cañaveras, J.C., van Dam, J.A., Garcés, M., Krijgsman, W., van der Meulen, A.J., Morales, J., Peláez, P., Pérez-González, A., Sánchez, S., Sancho, R., Sanz, E., 2000. El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 323–343. [https://sge.usal.es/archivos/REV/13\(2\)/Art09.pdf](https://sge.usal.es/archivos/REV/13(2)/Art09.pdf)
- Álvaro, M., Capote, R., Vegas R., 1979. Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 172–177. <https://raco.cat/index.php/ActaGeologica/article/view/75001>
- Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J., Orifé, T., 2005. Late Pliocene-Pleistocene stress field in the Teruel and Jiloca grabens (eastern Spain): contribution of a new method of stress inversion. *Journal of Structural Geology*, 27: 693–705. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.10.013>
- Aurell, M., González, A., Pérez, A., Guimerà, J., Casas, A., Salas, R., 1993. Discussion of “The Azuara impact structure (Spain): New insights from geophysical and geological investigations”, by K. Ernstson and J. Fiebag. *Geologische Rundschau*, 82: 750–755. <https://doi.org/10.1007/BF00191501>
- Aurell, M., Torromé, D., Gasca, J.M., Calvín, P., Pérez-Pueyo, M., Parrilla-Biel, J., Medrano-Aguado, E., Martín-Closas, C., Vicente, A., Sierra-Campos, P., Canudo, J.I., 2022. Latest Cretaceous palaeogeographic evolution of northeast Iberia: Insights from the Campanian continental Montalbán subbasin (Spain). *Earth-Science Reviews*, 235: 104251. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104251>
- Bomer, B., 1978. Le Bassin de l'Ebre et ses bordures montagneuses. Etude géo-morphologique. Tesis Doctoral, Univ. Caen, 665 p.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L., Arlegui, L.E., 2002. Alpine tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *Geology of Spain* (W. Gibbons, T. Moreno, Eds.). The Geological Society, London: 367–400. <https://doi.org/10.1144/GOSP.15>
- Carls, P., Monninger, W., 1974. Ein Block-Konglomerat im Tertiär der östlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 145: 1–16. <https://doi.org/10.1127/njgpa/145/1974/1>
- Casas, A.M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D., Nalpas, T., 2000. Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain Montalbán Basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta*, 13: 1–17. <https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105358>
- Colomer, M., Santanch, P., 1988. Estructura y evolución del borde sur-occidental de la Fosa de Calatayud-Daroca. *Geogaceta*, 4: 29–31.
- Cortés Gracia, A., Casas Sainz, A., 1996. Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9: 51–66. [https://sge.usal.es/archivos/REV/9\(1-2\)/Art04.pdf](https://sge.usal.es/archivos/REV/9(1-2)/Art04.pdf)
- Ernstson, K., Claudín, F., 1990. Pelarda Formation (Eastern Iberian Chains, NE Spain): Ejecta of the Azuara impact structure: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 10: 581–599. <https://doi.org/10.1127/njgpm/1990/1990/581>
- Ernstson, K., Fiebag, J., 1992. The Azuara impact structure (Spain): New insights from geophysical and geological investigations: *Geologische Rundschau*, 81: 403–427. <https://doi.org/10.1007/bf01828607>
- Ernstson, K., Hammann, W., Fiebag, J., Graup, G., 1985. Evidence of an impact origin for the Azuara structure (Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 74: 361–370. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(85\)80008-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(85)80008-X)
- Ezquerro, L., 2017. El sector norte de la cuenca neógena de Teruel: tectónica, clima y sedimentación. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 452 p. <http://zaguan.unizar.es/record/77098#>
- Ezquerro, L., Simón, J.L., Luzón, A., Liesa, C.L., 2020. Segmentation and increasing activity in the Neogene-Quaternary Teruel Basin rift (Spain) revealed by morphotectonic approach. *Journal of Structural Geology*, 135: 104043. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104043>
- Gabaldón, V., Lendínez, A., Ruiz, V., Carls, P., Alvaro, M., Gutiérrez, M., Hernández, A., Gómez, J.J., Meléndez, A., Perez, A., Pardo, G., Villena, J., Aguilar, M., Leal, M.C., Comas, M.J., Goy, A., Lago, M., Conte, J.C., 1989. Mapa Geológico de España 1: 50.000, 466 (Moyuela). IGME, Madrid.
- Gabaldón, V., Lendínez, A., Ferreiro, E., Ruiz, V., López de Alda, F., Valverde, M., Lago San José, M., Meléndez, A., Pardo, G., Ardevol, L., Villena, J., González, A., Hernández, A., Álvaro, M., Leal, M.C., Aguilar Tomás, M., Gómez, J.J., Carls, P., 1991. Mapa Geológico de España 1: 200.000, 40 (Daroca). IGME, Madrid.
- García Cruz, C.M., 2024. Consideraciones históricas sobre el origen del concepto facies sedimentaria. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 37: 3–9. <https://doi.org/10.55407/rsge.102162>
- González, A., 1989. Análisis tectosedimentario del Terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y de las cubetas ibéricas marginales. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 507 p.
- González, A., Guimerà, J., 1993. Sedimentación sintectónica en una cuenca transportada sobre una lámina de cabalgamiento:

- la cubeta terciaria de Aliaga. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 151-165.  
[https://sge.usal.es/archivos/REV/6\(1-2\)/Art14.pdf](https://sge.usal.es/archivos/REV/6(1-2)/Art14.pdf)
- González, A., Pérez, A., 2018. El Terciario del sector turolense de la cuenca del Ebro: una crónica de la estructuración alpina de la Cordillera Ibérica. En: *Geología de Teruel* (L. Alcalá, J.P. Calvo, J.L. Simón, Eds.). Instituto de Estudios Turolenses, Teruel: 83-98.
- González, A., Pardo, G., Villena, J., Pérez, A., 1984. Estratigrafía y sedimentología del Terciario de la cubeta de Alloza (prov. de Teruel). *Boletín Geológico y Minero*, 95: 407-428.
- Gracia Prieto, F.J., 1992. Tectónica pliocena en la Fosa de Daroca (prov. de Zaragoza). *Geogaceta*, 11, 127-129.
- Gutiérrez, M., Gracia, F.J., 1997. Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). En: *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation* (M. Widdowson, Ed.). *Geol. Soc. Special Publication 120*, London, 147-158.  
<https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1997.120.01.10>
- Gutiérrez, M., Peña, J.L., 1976. Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (Provincia de Teruel). *Boletín Geológico y Minero*, 87: 561-570.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Gracia, F.J., McCalpin, J.P., Lucha, P., Guerrero, J., 2008. Plio-Quaternary extensional seismo-tectonics and drainage network development in the central sector of the Iberian Chain (NE Spain). *Geomorphology*, 102: 21-42. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.06.005>
- Gutiérrez, F., Masana, E., González, A., Guerrero, J., Lucha, P., McCalpin, J.P., 2009. Late Quaternary paleoseismic evidence on the Munébrega Half-graben fault (Iberian Range, Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 98: 1691-1703.  
<https://doi.org/10.1007/s00531-008-0319-y>
- Gutiérrez, F., Carbonel, D., Sevil, J., Moreno, D., Linares, R., Comas, X., Zarroca, M., Roqué, C. y McCalpin, J.P., 2020. Neotectonics and late Holocene paleoseismic evidence in the Plio-Quaternary Daroca half-graben, Iberian Chain, NE Spain. Implications for fault source characterization. *Journal of Structural Geology*, 131: 103933.  
<https://doi.org/10.1016/J.JSG.2019.103933>
- Hernández, A., Olivé, A., Moissenet, E., Carls, P., Sdzuy, K., Kolb, S., Gutiérrez, M., Portero, J.M., Puigdefàbregas, C., Giner, J., Aguilar, M.J., Leal, M.C., Liñán, E., Gutiérrez, J.C., Gil, M.D., Adrover, R., Gabaldón, V., 1983. Mapa Geológico de España 1:50.000, 465 (Daroca). IGME, Madrid.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Simón, J.L., 2011. Paleoseismological analysis of an intraplate extensional structure: the Concuad fault (Iberian Chain, Eastern Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 100: 1713-1732.  
<https://doi.org/10.1007/s00531-010-0542-1>
- Liesa, C.L., Simón, J.L., Casas, A.M., 2018. La tectónica de inversión en una región intraplaca: La Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31: 23-50.  
[https://sge.usal.es/archivos/REV/31\(2\)/RSGE31\(2\)\\_p\\_23\\_50.pdf](https://sge.usal.es/archivos/REV/31(2)/RSGE31(2)_p_23_50.pdf)
- Liesa, C.L., Simón, J.L., Ezquerro, L., Arlegui, L.E. y Luzón, A., 2019. Stress evolution and structural inheritance controlling an intracontinental extensional basin: The central-northern sector of the Neogene Teruel Basin. *Journal of Structural Geology*, 118: 362-376.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2018.11.011>
- Liñán, E., Perejón, A., Gozalo, R., Moreno-Eiris, E., Oliveira, T.J., 2004. The Cambrian System in Iberia. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 63 p.
- López Olmedo, F., Palacio Suárez, J.P., Dávila Ruiz, M.D.T., Luis López, F., García Rojo, E., Martínez Cano, M., Pérez Ruiz, J., García-Brazales Gómez, R., Monzón Lara, P., 2025. Mapa Geológico Digital continuo E. 1:50.000, Zona Ibérica (Zona-1700). En: GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España [en línea]. [Fecha de consulta: 05/02/2025]. Disponible en: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?Id=Z1700>
- Lotze, F. 1929. Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen Mathematisch-Physikalische Klasse*, 14, 315 p.
- Maillard, A., Mauffret, A., 1999. Crustal structure and riftogenesis of the Valencia Trough (north-western Mediterranean Sea). *Basin Research*, 11: 357-379.  
<https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1999.00105.x>
- Martín, M., Canérot, J., Linares-Rivas, A., Grambast, L., Quintero, I., Mansilla, H., De las Heras, A., Fernández, M.C., Leyva, F., Martínez, J.U., 1977. Mapa Geológico de España 1: 50.000, 492 (Segura de los Baños). IGME, Madrid.
- Mielgo, C. 2024. Las unidades miocenas en el sector suroriental de la Cuenca de Calatayud: estratigrafía, sedimentología y relación con la actividad tectónica. Trabajo Fin de Máster, Univ. Zaragoza, 74 p. <https://zaguan.unizar.es/record/152314/files/TAZ-TFM-2024-1523.pdf>
- Mielgo, C., Simón, J.L., Luzón, M.A., 2025. Las unidades miocenas en el sector suroriental de la Cuenca de Calatayud: estratigrafía, sedimentología y marco tectónico. Teruel (en prensa).
- Moissenet, É., 1980. Relief et déformations récentes: trois transversales dans les fossés internes des chaînes ibériques orientales. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 51: 315-344. <https://doi.org/10.3406/rgpso.1980.4586>
- Morales, J.V., Muñoz, A., Pardo, G., Pérez, A., 1992. Síntesis estratigráfica del Terciario del borde Sur de la Cuenca del Ebro: unidades genéticas. *Acta Geológica Hispánica*, 27: 225-245.  
<https://raco.cat/index.php/ActaGeologica/article/view/75423>
- Pailhé, P., 1984. La Chaîne Ibérique Orientale. Étude géomorphologique. Tesis Doctoral, Univ. Bordeaux, 682 p.
- Pardo, G., Villena, J., González, A., 1989. Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2: 199-219.  
[https://sge.usal.es/archivos/REV/2\(3-4\)/Art04.pdf](https://sge.usal.es/archivos/REV/2(3-4)/Art04.pdf)
- Peiro, A., 2023. Fallas activas de la Cordillera Ibérica centro-oriental. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 213 p. <https://zaguan.unizar.es/record/126893/files/TESIS-2023-126.pdf>
- Peiro, A., Simón, J.L., 2022. The Río Grió–Pancrudo Fault Zone (central Iberian Chain, Spain): recent extensional activity revealed by drainage reversal. *Geological Magazine*, 159: 21-36. <https://doi.org/10.1017/S0016756821000790>
- Peiro, A., Simón, J.L., Román-Berdiel, T., 2020. Fault relay zones evolving through distributed longitudinal fractures: the case of the Teruel graben system (Iberian Chain, Spain). *Journal of Structural Geology*, 131: 103942.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.103942>
- Peiro, A., Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., García-Lacosta, A.I., Lamelas, M.T., Liesa, C.L., Luzón, A., Martín-Bello, L., Pueyo-Anchuela, Ó., Russo, N., 2022. Hanging-wall deformation at the active Sierra Palomera extensional fault (Jiloca Basin, Spain) from structural, morphotectonic, geophysical and trench study. *Tectonophysics*, 828: 229274.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229274>
- Peiro, A., Simón, J.L., Martín-Bello, L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Luzón, A., Medialdea, A., Corral, B., Liesa, C.L., 2023. Recent activity and paleoseismicity of an intraplate exten-

- sional fault: the Calamocha fault (Jiloca graben, central Iberian Chain). *International Journal of Earth Sciences*, 112: 513-537. <https://doi.org/10.1007/s00531-022-02265-3>
- Peiro, A., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Luzón, A., Medialdea, A., Pueyo, Ó., Soriano, M.A., Simón, J.L., 2024. Structural inheritance, morphotectonics and Holocene activity of the Cucalón-Pancrudo extensional fault (Iberian Chain, Spain). *Journal of Structural Geology*, 187: 105234. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2024.105234>
- Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez-Fabre, M., Simón, J.L., Soriano, M.A., Yezano, L.M., 1984. Geomorfología de la provincia de Teruel. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 149 p.
- Pérez, A., 1989. Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 525 p.
- Pérez, A., Pardo, G., Villena, J., González, A., 1983. Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la cubeta de Montalbán, prov. de Teruel, España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica*, 81: 197-223.
- Posit Team (2025). RStudio: Integrated Development Environment for R. Posit Software, PBC, Boston, MA. URL <http://www.posit.co/>.
- Roussel, J., Auty, D., Coops, N.C., Tompalski, P., Goodbody, T.R., Meador, A.S., Bourdon, J., de Boissieu, F., Achim, A., 2020. lidR: An R package for analysis of Airborne Laser Scanning (ALS) data. *Remote Sensing of Environment* 251, 112061. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112061>
- Roussel, J., Auty, D., 2024. Airborne LiDAR Data Manipulation and Visualization for Forestry Applications. R package version 4.1.0, <https://cran.r-project.org/package=lidR>
- Sanz-Rubio, E., 1999. Análisis de los sistemas deposicionales carbonáticos y evaporíticos del Neógeno de la Cuenca de Calatayud (provincia de Zaragoza). Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 525 p.
- Sanz-Rubio, E., Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J.C., Abdul-Aziz, H., Calvo Sorando, J.P., Cuezva, S., Mazo, A.V., Rouchy, J.M., Sesé, C., Van Dam, J., 2003. Síntesis de la cronoestratigrafía y evolución sedimentaria de los sistemas lacustres evaporíticos y carbonatados neógenos de la Cuenca de Calatayud-Montalbán. *Estudios Geológicos*, 59: 83-105. <https://doi.org/10.3989/egeol.03591-486>
- Simón, J.L., 1982. Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. Instituto de Estudios Turolenses (1984), Teruel, 269 p.
- Simón, J.L., 1983. Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. Teruel, 69: 21-97.
- Simón, J.L., 1989. Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, 11: 285-294. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90068-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90068-0)
- Simón, J.L., 2021. Las superficies de erosión neógenas en la Cordillera Ibérica: más diversas y complejas de lo que pensábamos. *Geo-Temas*, 18: 274.
- Simón-Porcar, G., Simón, J.L., Liesa, C.L., 2019. La cuenca neógena extensional de El Pobo (Teruel, Cordillera Ibérica): sedimentología, estructura y relación con la evolución del relieve. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 32: 17-42. [https://sge.usal.es/archivos/REV/32\(2\)/RSGE32\(2\)\\_p\\_17\\_42.pdf](https://sge.usal.es/archivos/REV/32(2)/RSGE32(2)_p_17_42.pdf)
- Sinusía, C., Pueyo, E.L., Azanza, B., Pocoví, A., 2004. Datación magnetoestratigráfica del yacimiento paleontológico de La Puebla de Valverde (Teruel). *Geo-Temas* 6: 339-342.
- Solé Sabarís, L., 1978. La Meseta. En: *Geografía de España* (M. de Terán, L. Solé, M. de Bolós, Eds.). Ariel, Madrid: 2-62.
- Vegas, R., Fontboté, J.M., Banda, E., 1979. Widespread Neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian Peninsula. En: *Proceedings Symposium Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding Areas* (EGS, Viena), Instituto Geográfico Nacional, Madrid, Special Publication 201: 109-128.

MANUSCRITO RECIBIDO: 26-03-2026

REVISIÓN RECIBIDA: 26-04-2026

ACEPTACIÓN DEL MANUSCRITO REVISADO: 21-05-2026

