

El Cámbrico superior a Silúrico basal en la Escama de Aralla-Rozo entre los valles del Bernesga y del Torío (Cordillera Cantábrica, NW de España)

The upper Cambrian to basal Silurian in the Aralla-Rozo Sheet between the Bernesga and Torío valleys (Cantabrian Mountains, NW Spain)

CARLOS ARAMBURU¹ Y JOSÉ MARÍA TOYOS^{2,*}

¹ C/ Víctor Sáenz, 5-7.ºA, 33006 Oviedo, España.

² C/ Cardenal Lorenzana, 6-2.º A, 24001 León, España. ORCID: 0000-0002-3806-7142

*Corresponding author: jmtoyos@gmail.com

Resumen: El estudio cartográfico y estratigráfico de la sucesión del Cámbrico superior al Silúrico basal de la Escama de Aralla-Rozo entre los valles del Bernesga y del Torío muestra una estratigrafía más simple que la del área de Los Barrios de Luna, y que difiere de la reconocida hasta ahora. Se compone únicamente de dos unidades: la Fm. Barrios, de edad Cámbrico tardío y Ordovícico temprano, y la Fm. La Serrona, del Ordovícico tardío al Silúrico temprano. Esta última alcanza aquí un espesor mayor que en Los Barrios de Luna. Esta sucesión se asigna a diferentes cortejos sedimentarios de tres secuencias deposicionales.

Palabras clave: Ordovícico, cartografía, estratigrafía, sedimentología, estratigrafía secuencial, Cordillera Cantábrica, Macizo Ibérico.

Abstract: The mapping and stratigraphic study of the upper Cambrian to basal Silurian succession in the Aralla-Rozo Sheet between the Bernesga and Torío valleys shows a simpler stratigraphy than that of the Los Barrios de Luna area, which differs from the one recognized so far. It consists of only two units, the Barrios Fm., of late Cambrian and early Ordovician age, and the La Serrona Fm., from the late Ordovician to early Silurian. The latter reaches a thickness greater than in Los Barrios de Luna. This succession is assigned to different systems tracts of three depositional sequences.

Keywords: Ordovícico, cartografía, estratigrafía, sedimentología, estratigrafía secuencial, Cordillera Cantábrica, Iberian Massif.

Introducción

En un trabajo previo (Toyos y Aramburu, 2014) se abordó el estudio detallado de la estratigrafía del Cámbrico superior, Ordovícico y Silúrico basal en el área de Los Barrios de Luna (León), con el propósito de iniciar una revisión y estudio sistemáticos de dicha sucesión en la rama sur de la Zona Cantábrica (ZC). Ese estudio puso de manifiesto la complejidad estratigráfica del Cambro-Ordovícico en esta región y las variaciones laterales que experimentan las unidades litoestratigráficas que lo componen, ambos aspectos relacionados con una tectónica sinsedimentaria que se mantuvo activa desde el Cámbrico tardío hasta el Ordovícico tardío.

Tras ese primer estudio, realizado en un área en la que se encuentra una sección muy representativa y bien

conocida del Paleozoico Inferior, se ha elegido otra zona igualmente representativa, situada a unos 15 km al nordeste de la anterior, para la realización de un nuevo estudio estratigráfico y cartográfico de detalle, con el fin de ampliar los conocimientos acerca de la sucesión del Cámbrico superior al Silúrico basal en este sector y poder relacionar sus características con las observadas en el área de Los Barrios de Luna.

Situación y rasgos geológicos del área de estudio

El área investigada se localiza en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, en la parte septentrional-central de la provincia de León, entre los valles de los ríos Bernesga y Torío (Fig. 1). Este territorio se sitúa dentro de la parte oriental-central de la hoja n.º 103 (La Pola de Gordón) del M.T.N. 1:50 000, inme-

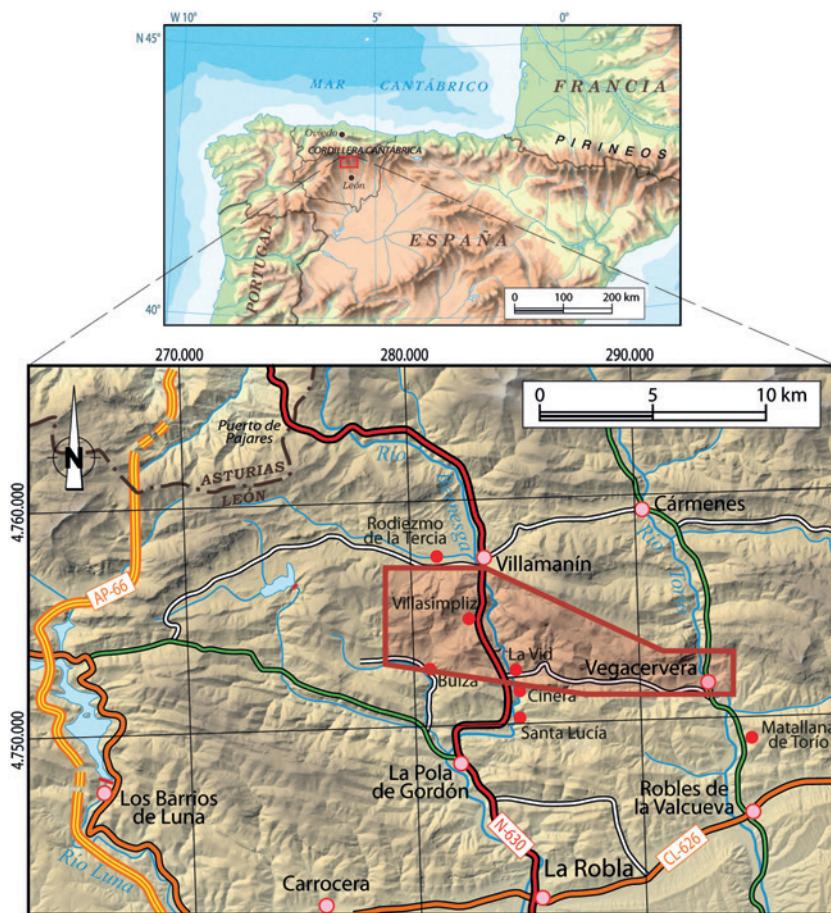


Figura 1. Situación geográfica del área estudiada, delimitada por el recuadro rojo en el mapa inferior

diatamente al sur de la localidad de Villamanín. Las principales poblaciones que se encuentran en su entorno son Buiza, Villasimpliz, La Vid y Vegacervera. Geológicamente, se ubica en la parte meridional de la ZC del Macizo Ibérico, dentro de la Unidad de Somiedo (Alonso *et al.*, 2009), comprendiendo la parte oriental de la Escama de Aralla-Rozo (Alonso *et al.*,

1989, 1990a, 1990b), e incluyendo también el borde suroccidental de la Escama de Correcillas (Alonso *et al.*, 1989, 1990a, 1990b), perteneciente, de acuerdo con Alonso *et al.* (2009), a la Unidad de Bodón-Ponga (Figs. 2 y 3).

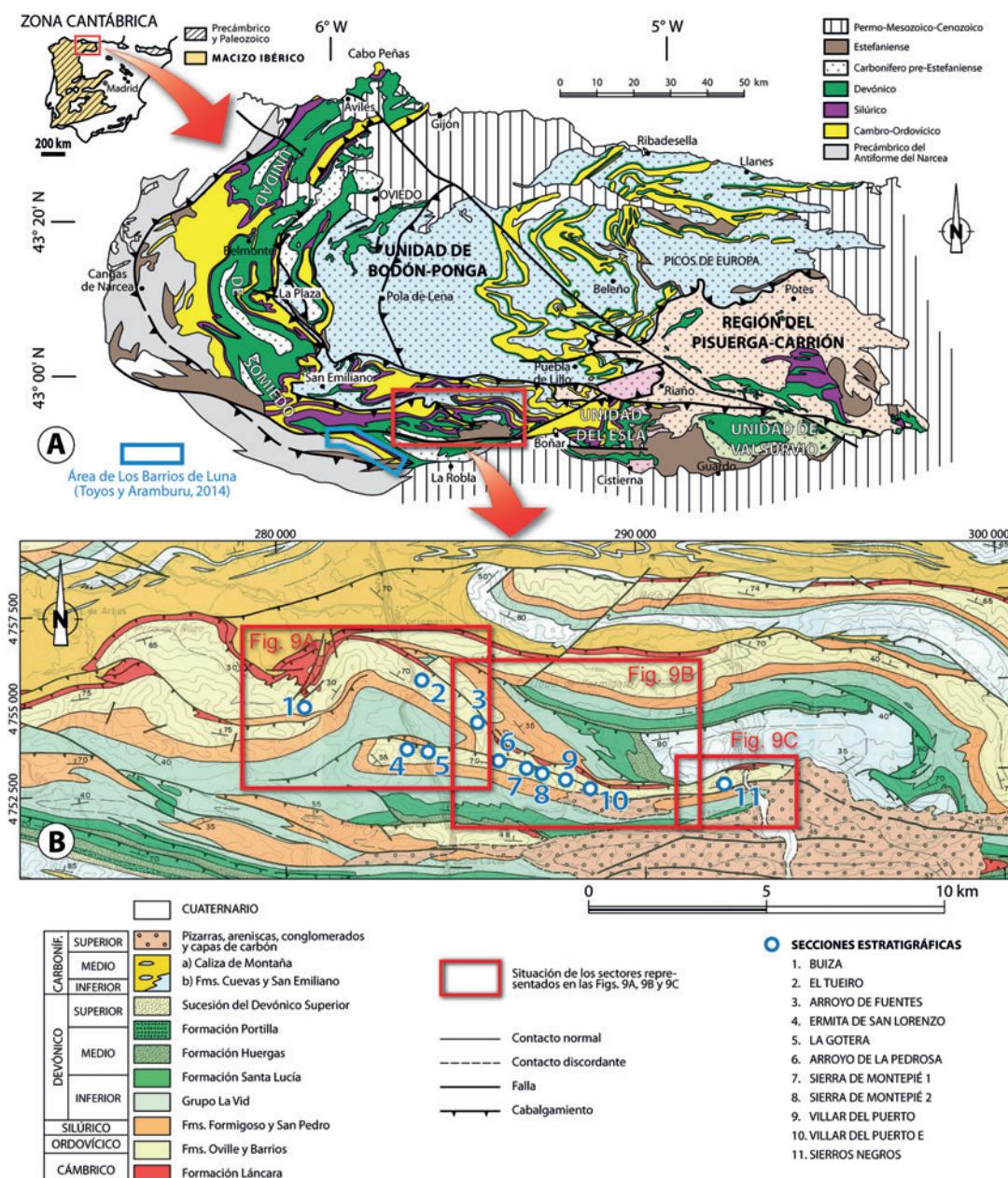


Figura 2. Situación geológica del área de estudio en el contexto de la ZC. (A) Mapa de la ZC (según Aramburu *et al.*, 2004, modificado) con la división en dominios geológicos según Alonso *et al.* (2009). (B) Localización de los sectores cartografiados y las secciones estratigráficas estudiadas (cartografía de Alonso *et al.*, 1989, modificada).

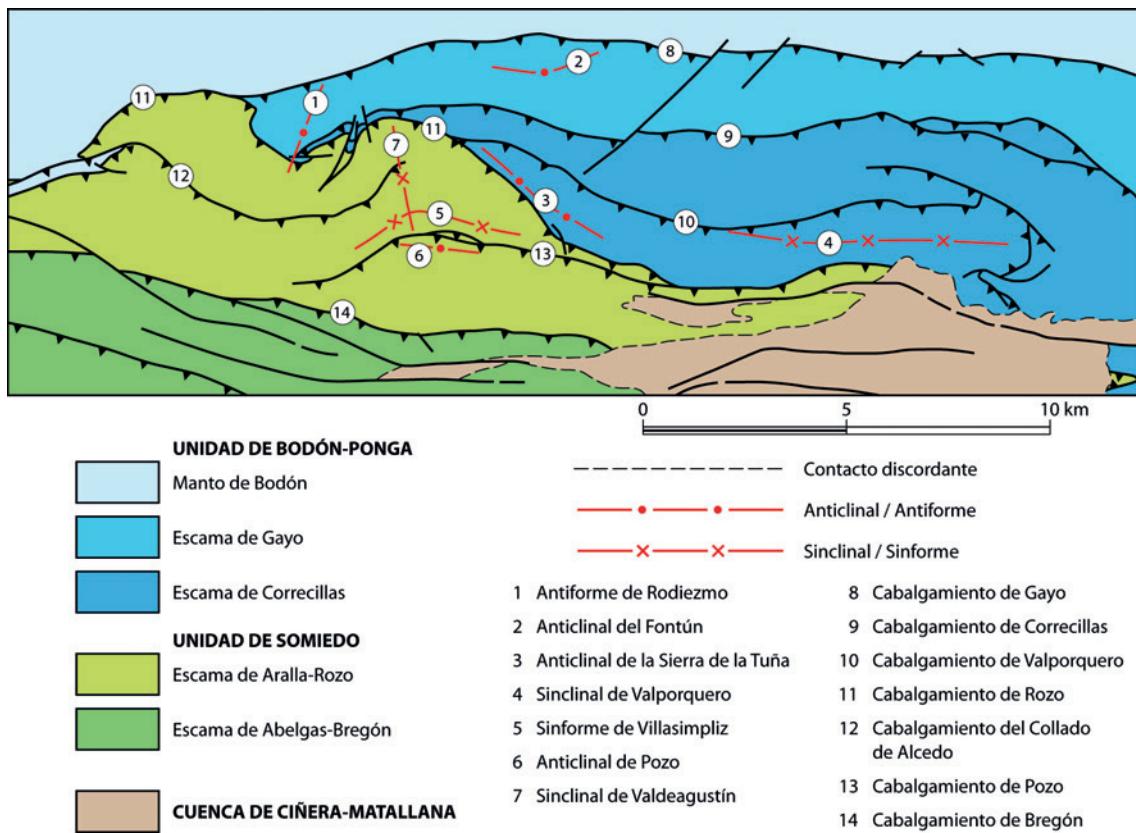


Figura 3. Esquema tectónico correspondiente a la Fig. 2B, con la denominación de las principales unidades alóctonas y estructuras, de acuerdo con Alonso *et al.* (1989, 1990a).

Estratigrafía

La sucesión estratigráfica de esta región es bien conocida, en sus rasgos generales, a partir de la división en formaciones establecida por Comte (1936, 1937, 1938, 1959), los trabajos de autores holandeses como de Sitter (1962), Evers (1967) y van Staalduin (1973), la tesis doctoral de Vilas Minondo (1971), y otros estudios posteriores como los de García-Alcalde *et al.* (1979), Truyols *et al.* (1990) y Aramburu *et al.* (1992, 2004), entre otros.

En la Fig. 4 se puede observar una columna estratigráfica sintética que corresponde a las escamas de Abelgas-Bregón y Aralla-Rozo. El Paleozoico, con un espesor total de más de 4000 m, está constituido por rocas del Ciclo Varisco, y consta de una secuencia preorogénica (Cámbrico al Devónico inclusive) y una secuencia sinorogénica (Devónico

más alto y Carbonífero). Al sureste del área de estudio (Figs. 2 y 3) se encuentra el Estefaniense de la Cuenca de Ciñera-Matallana, discordante sobre las formaciones paleozoicas más antiguas (Mallada, 1887; Gómez de Llarena, 1950; van Amerom y van Dillewijn, 1963; Evers, 1967; Wagner 1963, 1971; Wagner y Artieda, 1970). Se trata de depósitos pertenecientes a una cuenca continental de carácter sinorogénico tardío.

El área objeto de estudio ha sido reconocida por García-López *et al.* (1999) como perteneciente a una zona diagenética, exceptuando algunos sectores próximos a los cabalgamientos principales, y el Estefaniense, en los cuales se alcanza la anquizona. La estratigrafía del Devónico en la Escama de Correcillas posee algunas diferencias respecto a la de las escamas de Aralla-Rozo y de Abelgas-Bregón, situadas inmediatamente al suroeste de aquella.

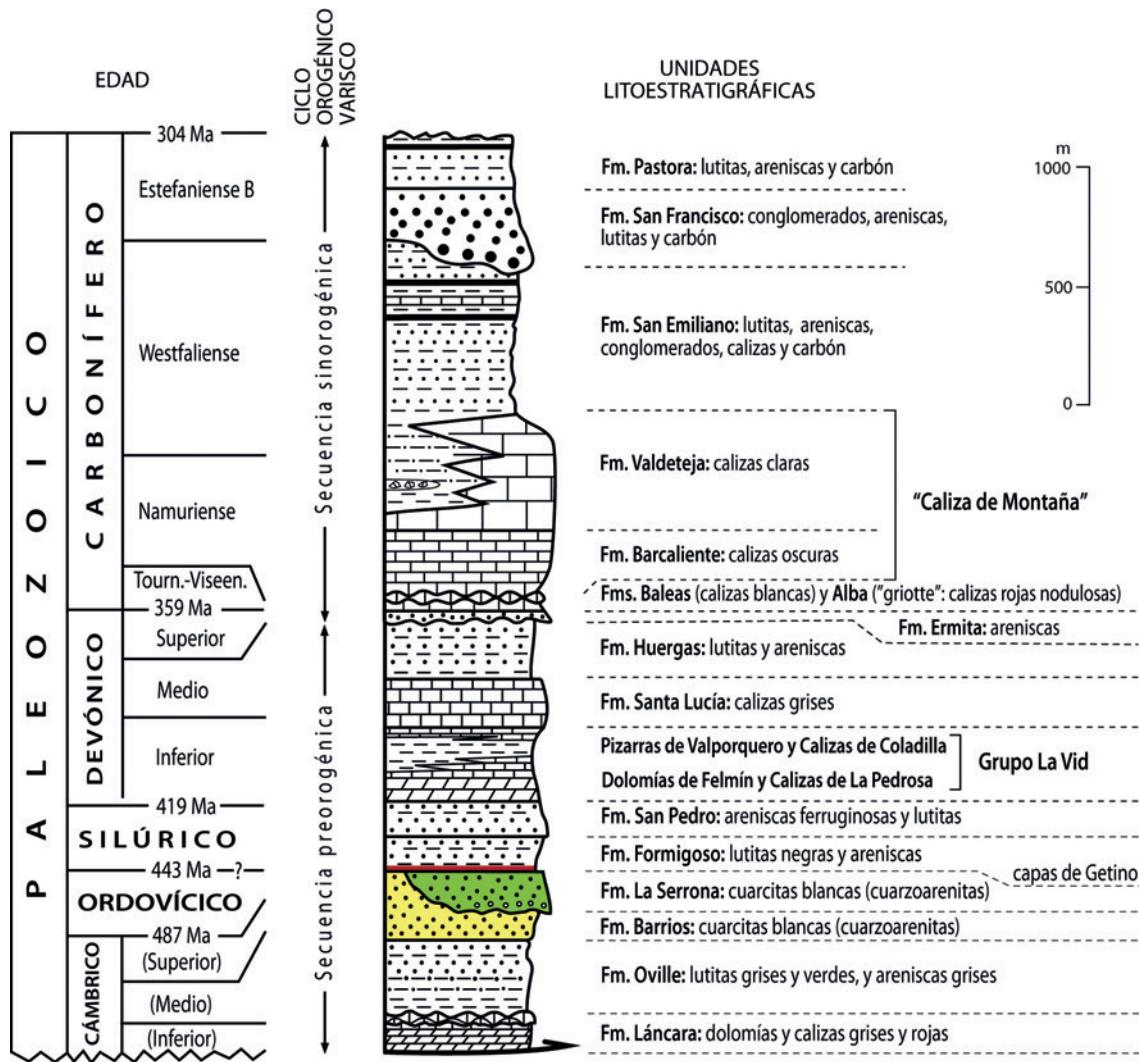


Figura 4. Columna estratigráfica sintética correspondiente a las escamas de Abelgas-Bregón y Aralla-Rozo (Unidad de Somiedo). En color, la sucesión estudiada.

Concretamente, la secuencia preorogénica termina en dicha escama con la Fm. Naranco, equivalente en edad a la Fm. Huergas, la cual aparece más al sur en las dos escamas anteriormente citadas. La sucesión de la Fm. Naranco, con litologías similares a las de la Fm. Huergas, pero con mayor proporción de areniscas, se presenta incompleta e interrumpida a techo por el contacto erosivo sobre el que se encuentra la secuencia sinorogénica, al igual que ocurre en la parte occidental del Manto de Bodón (Alonso *et al.*, 2008). Por otra parte, la Fm. Santa Lucía presenta en la Escama de Correcillas una sucesión de tipo Las Ventas (facies litora-

les), y, en su extremo occidental, de tipo San Pedro (facies litorales a sublitorales), mientras que en las escamas de Aralla-Rozo y de Abelgas-Bregón las sucesiones de esta formación corresponden al tipo Ensenada de Moniello, con facies sublitorales (Méndez-Bedia, 1976). Además, en lo que respecta al Grupo La Vid, en el área investigada de la Escama de Correcillas dicha unidad se encuentra constituida exclusivamente por las formaciones Felmín y Coladilla. Estas características diferenciales justifican el encuadramiento de la Escama de Correcillas en la Unidad de Bodón-Ponga, con cuya estratigrafía posee mayor afinidad. En el mapa

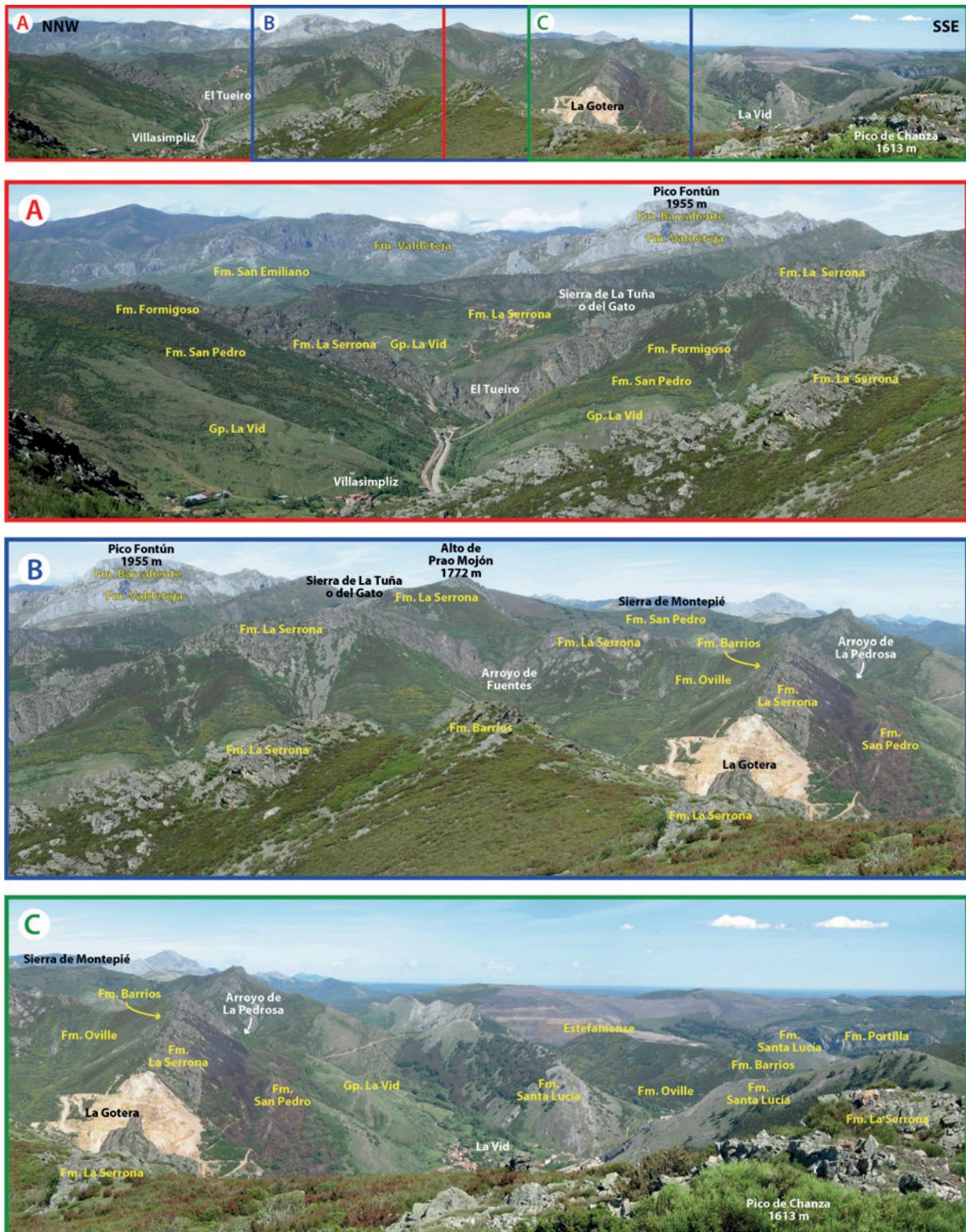


Figura 5. Panorámica de la parte central del área investigada (valle del Bernesga), desde el Pico de Chanza.

geológico elaborado para este estudio se ha incluido la parte meridional de dicha escama porque presenta algunos afloramientos de las formaciones cambro-ordovícicas con características semejantes a las de la Escama de Aralla-Rozo.

En la Fig. 5 se muestra una panorámica de la parte central del área de estudio en la que se indican las distintas formaciones que se encuentran a la vista. En las Figs. 6, 7 y 8 se pueden ver tres de las secciones estudiadas, con buenos afloramientos de las formaciones cambro-ordovícicas.

Estructura

En lo que respecta a la estructura de esta región, la deformación que puede observarse en la sucesión paleozoica se ha producido principalmente durante

la Orogenia Varisca, en un régimen de tectónica epidérmica (*thin-skinned tectonics*) que ha dado lugar a un sistema de cabalgamientos con pliegues asociados. Las escamas de Abelgas-Bregón, Aralla-Rozo y Correcillas forman parte de un sistema imbricado, con un nivel principal de despegue situado en la base de la Fm. Láncara. Para estas unidades alóctonas se deduce un sentido de transporte hacia el NE en coordenadas actuales (Alonso *et al.*, 1989, 1990a). Dichas estructuras experimentaron posteriormente un acortamiento en dirección N-S durante un episodio postestefaniense que produjo la verticalización e inversión de las superficies de cabalgamiento, y, en determinados casos, su reactivación, junto con el reapretamiento de algunos pliegues. Simultáneamente se produjo el plegamiento y fracturación de las rocas estefanienses de la Cuenca de Ciñera-Matallana (Alonso, 1989; Alonso *et al.*, 1989, 1990a).

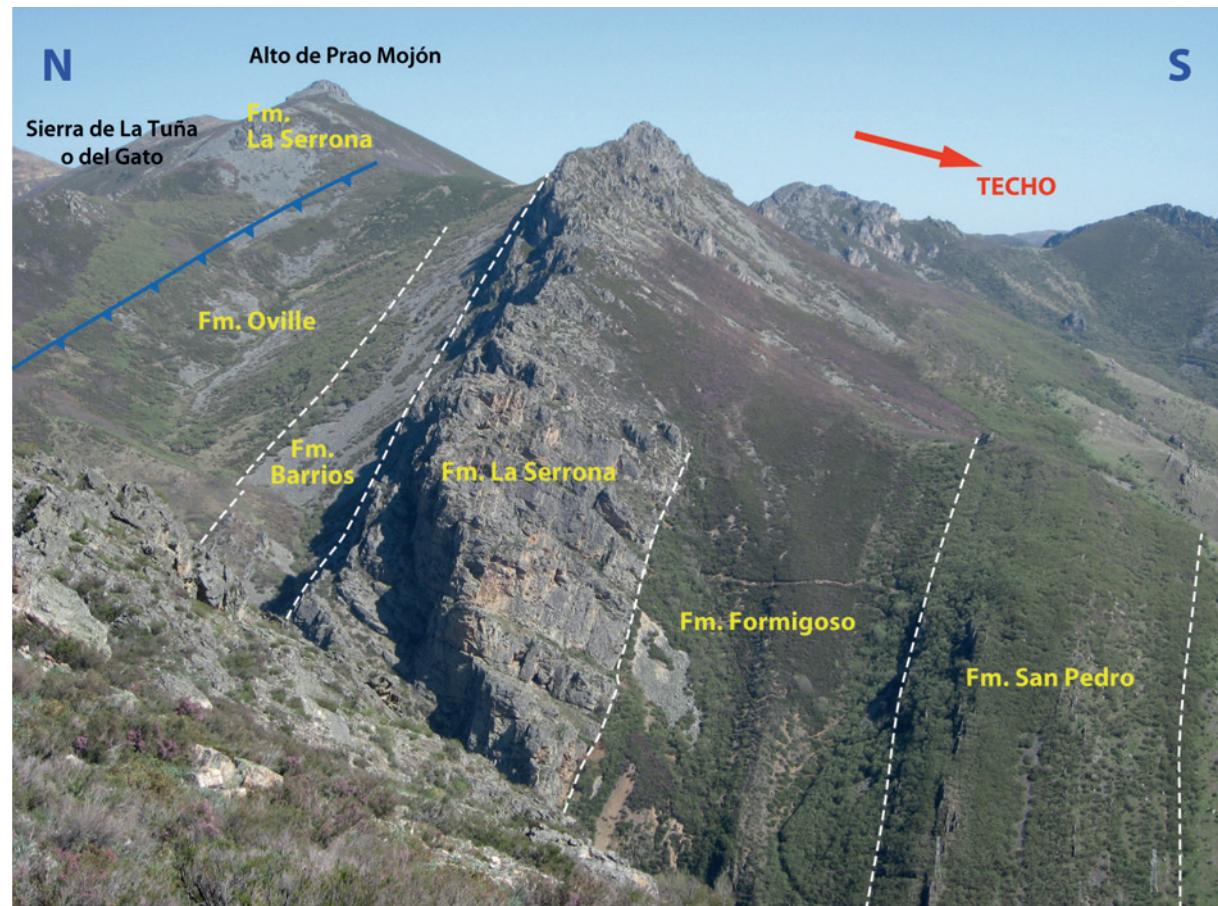


Figura 6. Las formaciones cambro-ordovícicas y del Silúrico en El Tueiro.



Figura 7. Las formaciones cambro-ordovícicas en la sección del Arroyo de Fuentes.

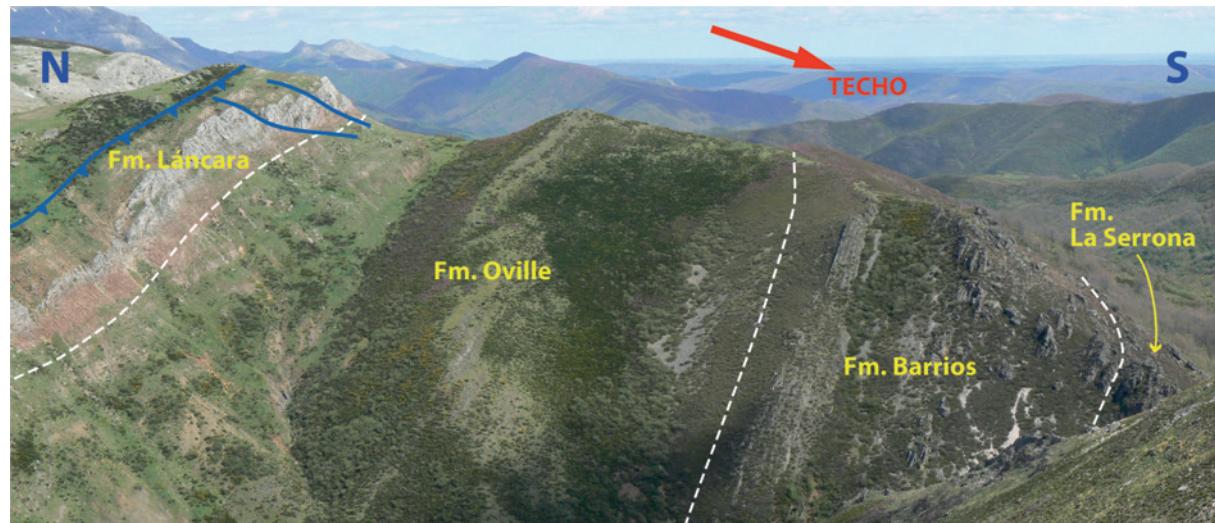


Figura 8. Panorámica de las formaciones del Cambro-Ordovícico en Villar del Puerto.

Pueden también observarse numerosas fallas con disposición transversal respecto a las estructuras descritas, que han actuado en su mayoría con posterioridad a estas, en las etapas finales de la Orogenia Varisca o en episodios de deformación más modernos.

Materiales y métodos

La investigación realizada ha supuesto la elaboración de una cartografía geológica de detalle a escala 1:10 000, en la que se han combinado las observaciones y toma de datos sobre el terreno con el análisis integrado de ortofotografía aérea e imágenes estereoscópicas sintéticas mediante una aplicación SIG. En el mapa geológico (Fig. 9) se han representado, además de las formaciones en las que se centra este estudio, otras del Cámbrico, Silúrico, Devónico y Carbonífero, que completan el contexto en el que se presentan las anteriores. También se ha procurado representar y diferenciar los distintos depósitos cuaternarios, de acuerdo con la escala de trabajo, con el objeto de delimitar lo mejor posible los afloramientos del Paleozoico susceptibles de observación.

A partir de los datos aportados por la cartografía, se han construido también cuatro cortes geológicos transversales a las estructuras variscas, que contribuyen a visualizar su geometría en distintas secciones del área de estudio (Fig. 10).

Para el estudio estratigráfico se han seleccionado once secciones representativas y con afloramientos aceptables de las unidades del Cambro-Ordovícico y Silúrico basal (Figs. 2 y 9). En nueve de ellas se ha levantado la serie estratigráfica, y en las otras dos se han revisado y completado los datos de series ya estudiadas con anterioridad (Aramburu-Zabala Higuera, 1989; Aramburu y García-Ramos, 1993). A partir de estos datos se han construido las correspondientes columnas estratigráficas, que posteriormente han sido analizadas y correlacionadas.

Se ha aplicado el término “cuarcitas” a las rocas que componen mayoritariamente las formaciones del Cambro-Ordovícico al Silúrico del área de estudio, consistentes en “cuarzoarenitas fuertemente cementadas por cuarzo”. Este término es equivalente a “cuarcitas sedimentarias” u “ortocuarcitas” (en su sentido original) de la nomenclatura tradicional (Howard, 2005; Neuendorf *et al.*, 2005).

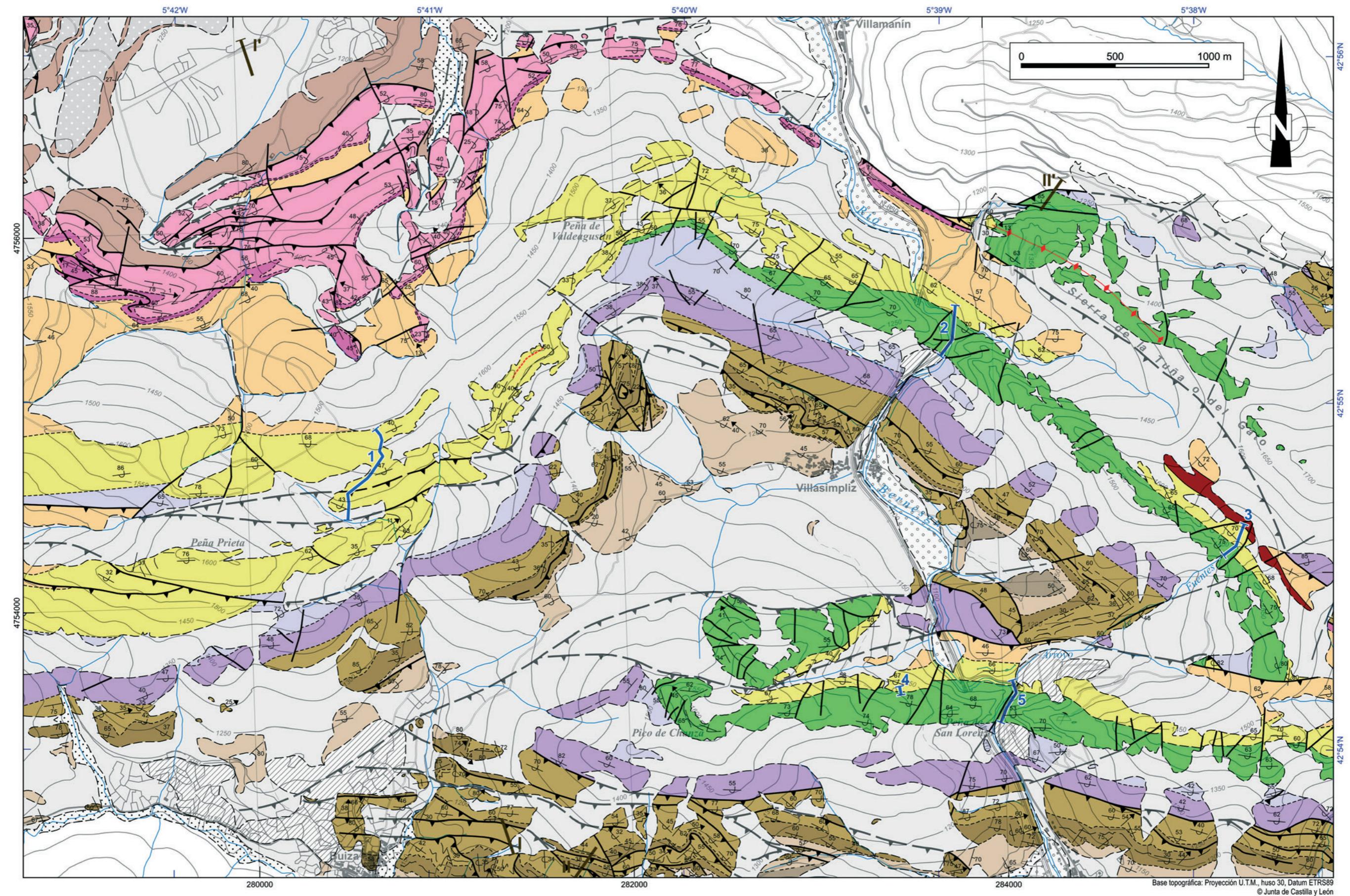


Figura 9A. Mapa geológico de la parte oriental de la Escala de Aralla-Rozo, sector A. Leyenda como en la Fig. 9B

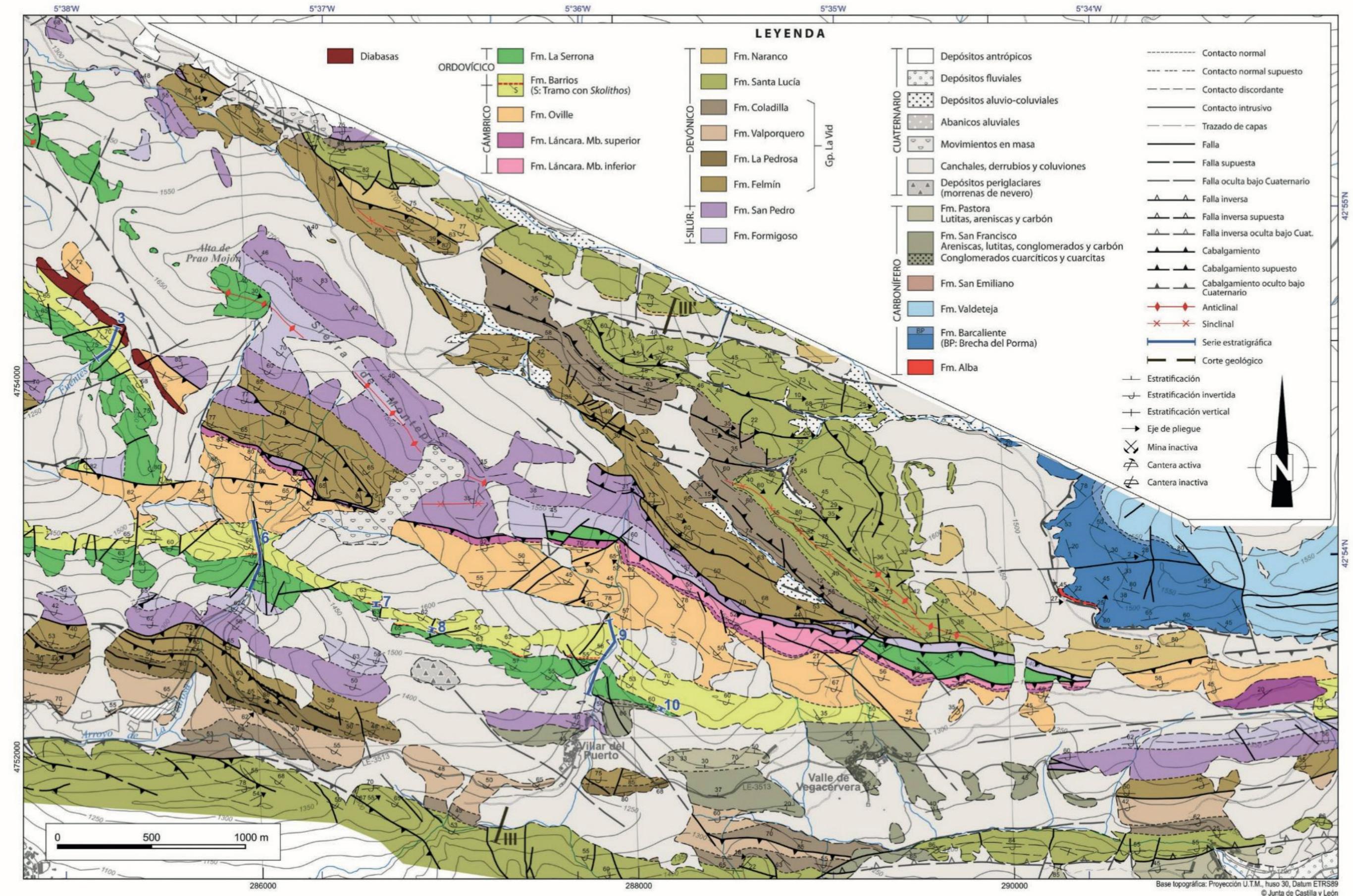


Figura 9B. Mapa geológico de la parte oriental de la Escala de Aralla-Rozo, sector B.

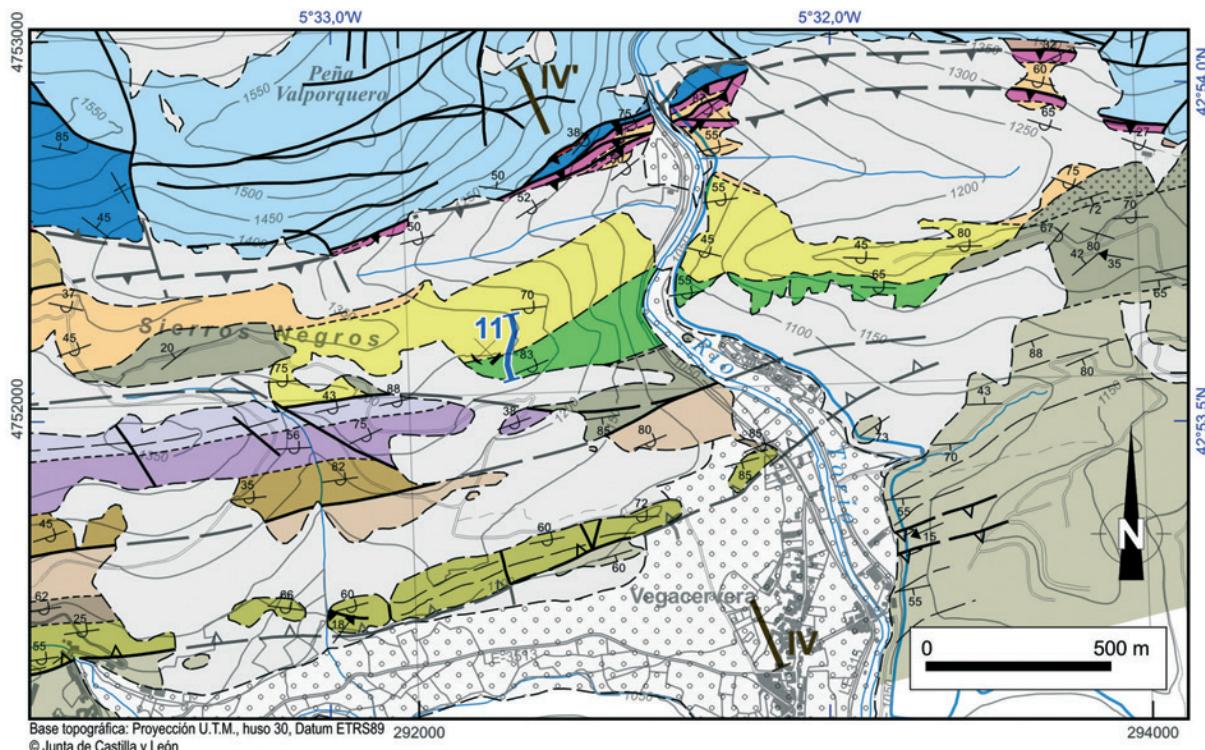


Figura 9C. Mapa geológico de la parte oriental de la Escama de Aralla-Rozo, sector C. Leyenda como en la Fig. 9B

Tectónica

Antes de pasar al estudio estratigráfico, conviene hacer unas breves observaciones respecto a algunas de las estructuras que se observan en este sector y que muestran cierta complejidad.

Los principales estudios referidos a la tectónica de esta región son los de Evers (1967), Tarrío (1972), van Staalduin (1973), Ortega (1977), y Alonso *et al.* (1989, 1990a, 1990b).

Como se ha dicho, la deformación varisca en esta área se inició con el desarrollo de un sistema imbricado de cabalgamientos vergentes hacia el NE (en coordenadas actuales), del que formaban parte las escamas de Abelgas-Bregón, Aralla-Rozo y Correcillas (Fig. 3). Dichas escamas se habrían emplazado siguiendo un orden o secuencia de tipo *forward* o *piggy-back*.

Dentro de la Escama de Correcillas, en la lámina o subescama de Valporquero se han desarrollado dos

pliegues de escala kilométrica: el anticlinal de la Sierra de la Tuña y el sinclinal de Valporquero, cuya traza axial es ligeramente oblicua respecto a los cabalgamientos de Valporquero y Rozo, que limitan dicha lámina (Figs. 3 y 9). En el flanco inverso compartido por los dos pliegues citados, aparecen algunos cabalgamientos secundarios retrovergentes y varios pliegues de propagación de falla (*fault propagation folds*) relacionados con ellos, algunos de los cuales son bastante apretados. Como han apuntado Barrio *et al.* (1997), parte de esta compleja estructura puede ser debida a una deformación por cizalla simple desarrollada en la rampa cabalgante existente en el sector occidental de la lámina de Valporquero, durante el emplazamiento de esta.

Al sur de la Escama de Correcillas se encuentra la de Aralla-Rozo, siendo el cabalgamiento de Rozo el límite entre ambas. Dicho cabalgamiento presenta en la parte occidental de esta área un rellano cabalgante y cabalgado, en el que la Fm. Láncara (Cámbrico inferior-medio) se superpone a la Fm. San

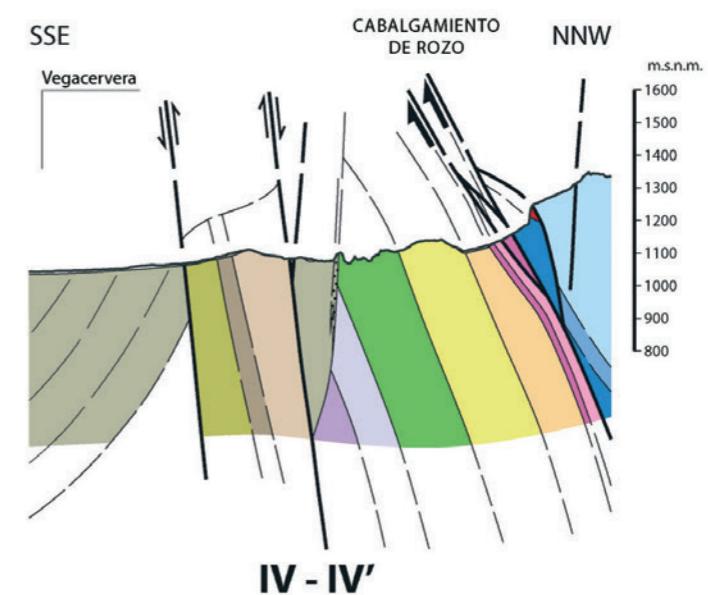
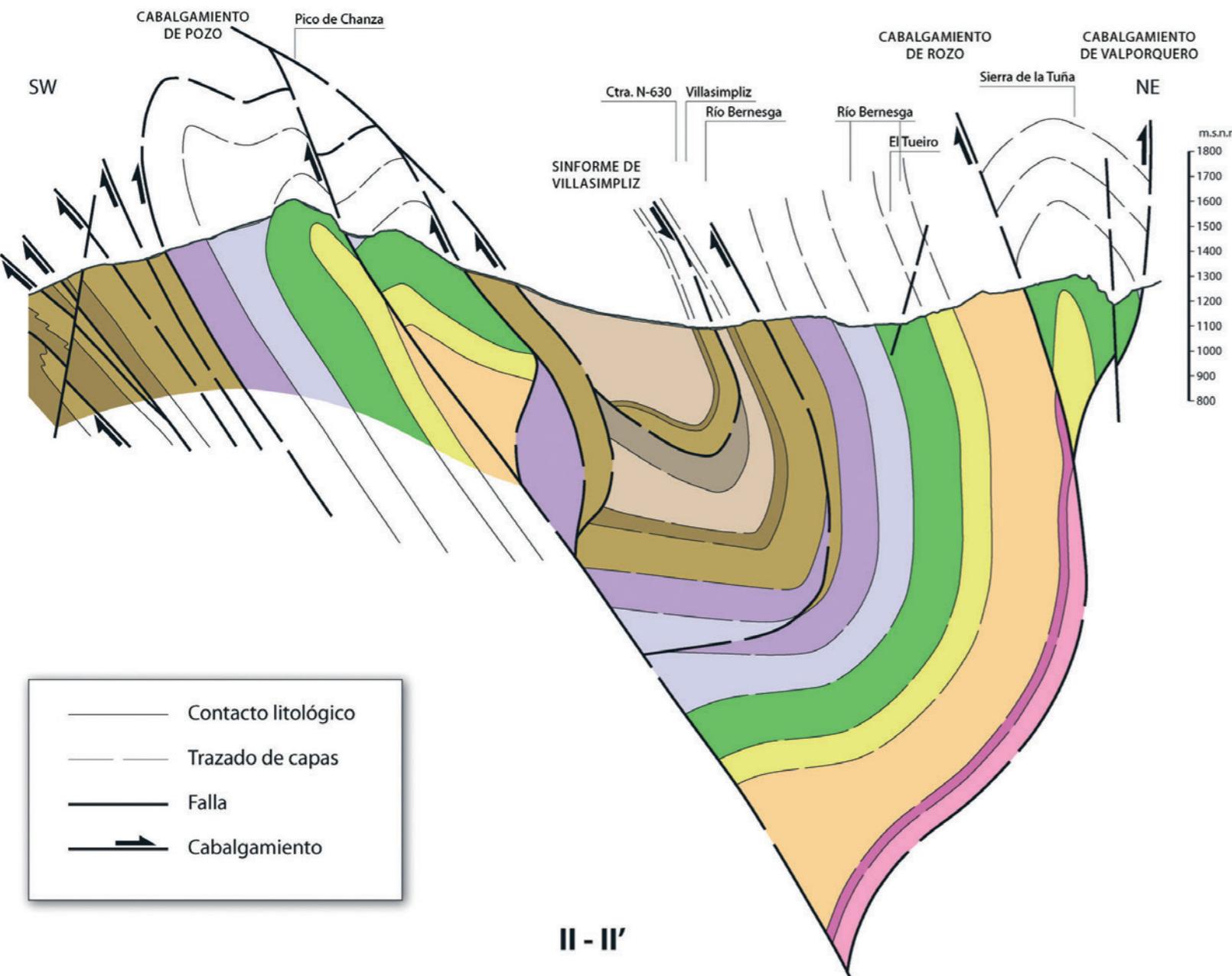
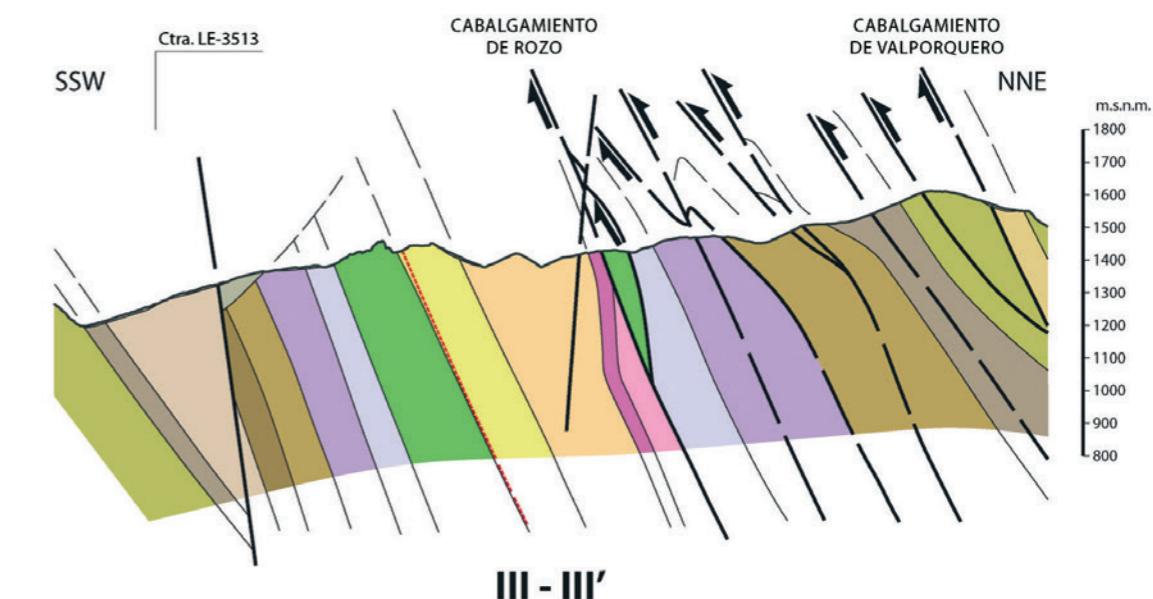
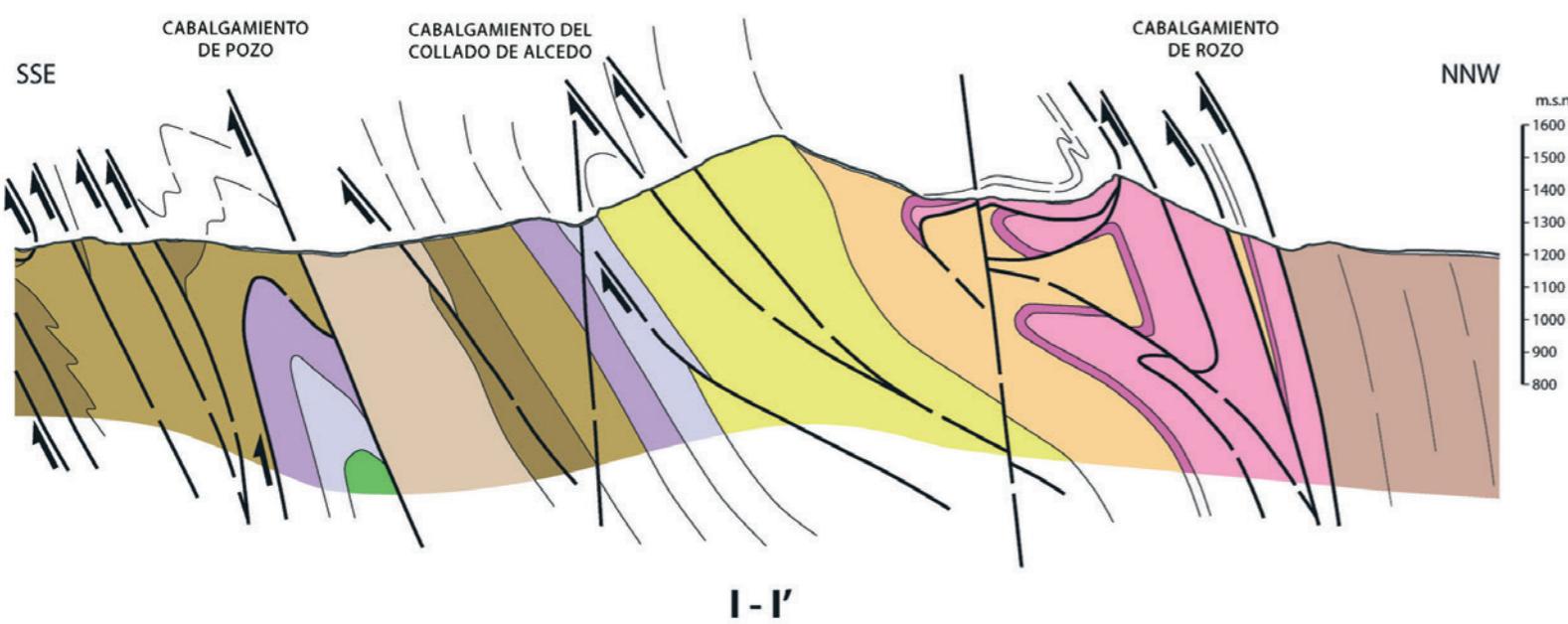


Figura 10. Cortes geológicos correspondientes a los mapas de la Fig. 9A. (I-II' y II-II'), B (III-III') y C(IV-IV'). Leyenda como la Fig. 9B

Emiliano (Carbonífero Pensilvánico) de la Unidad de Bodón-Ponga. Al suroeste de Rodiezmo el cabalgamiento se bifurca hacia el este, apareciendo el extremo occidental de la Escama de Correcillas. Tras un tramo de rellano en el que la Fm. Láncara cabalga

sobre la parte inferior de la Fm. Oville, se inicia, al suroeste de Villamanín, una rampa cabalgada que va ascendiendo sobre la Escama de Correcillas. El paso del rellano cabalgado a la rampa cabalgada ha dado lugar en la escama de Aralla-Rozo a un pliegue de

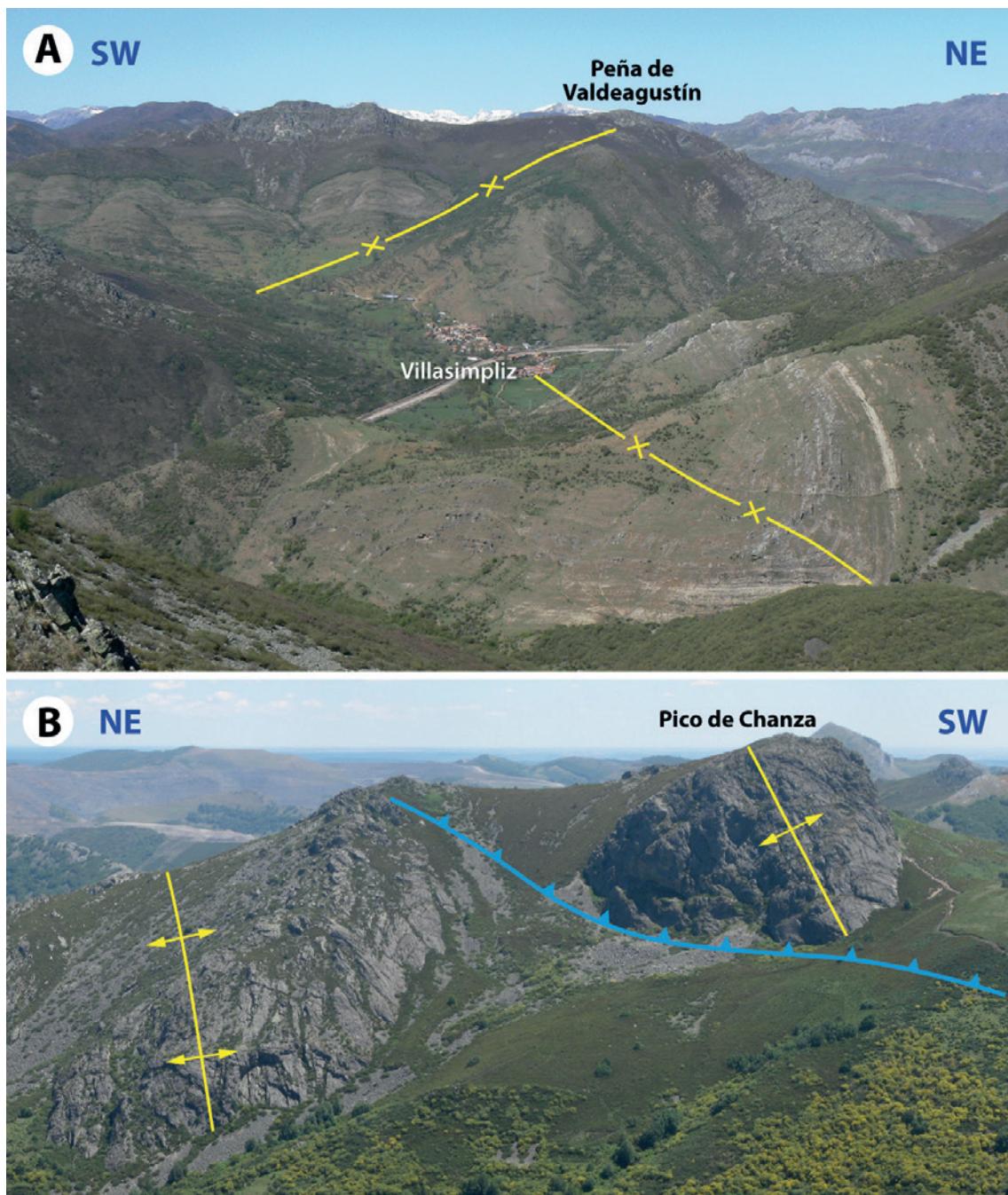


Figura 11. Pliegues relacionados con los cabalgamientos. (A) Sínforme de Villasimpliz (en primer plano), con el Grupo La Vid en su núcleo, y sinclinal antiformal de Valdeagustín (al fondo). Se indican sus respectivas trazas axiales. (B) Anticlinal de Pozo, mostrando dos charnelas anticlinales desarrolladas en cuarcitas de las formaciones Barrios y La Serrona, cuyos ejes buzan al noroeste.

flexión de falla o *fault bend fold* (Figs. 2B, 3, 9A y 11A): se trata del sinclinal antiformal de Valdeagustín (Alonso *et al.*, 1990a), cuya traza axial tiene una orientación aproximadamente N-S.

En el sector de la Escama de Aralla-Rozo en que nos encontramos, existe un cabalgamiento peculiar denominado cabalgamiento de Pozo, al que se encuentra asociado un par de pliegues de propagación de falla de escala hectométrica: el sinforme de Villasimpliz en la lámina cabalgada y el anticlinal de Pozo en la lámina cabalgante (Evers, 1967; Alonso *et al.*, 1990a; Figs. 2B, 3, 9A, 10, y 11). Dicho cabalgamiento se inicia a partir de una bifurcación en el cabalgamiento de Rozo situada en las proximidades del arroyo de La Pedrosa. Hacia el oeste presenta una suave rampa cabalgante sobre la que se sitúa en la mayor parte de su trazado la Fm. Oville, y una rampa cabalgada más pronunciada, que asciende hasta alcanzar las formaciones devónicas del Grupo La Vid, que ocupan el núcleo del sinforme de Villasimpliz, al sureste de la población homónima (Fig. 11A). Más al oeste, en la lámina cabalgante, se encuentra el anticlinal de Pozo, en cuyo núcleo se individualizan dos anticlinales desarrollados en cuarcitas de las formaciones Barrios y La Serrona, separados por un cabalgamiento secundario (Fig. 11B).

El cabalgamiento de Pozo es el que da lugar a la repetición de la sucesión estratigráfica del Cambro-Ordovícico y Silúrico en las secciones de El Tueiro y La Gotera, del valle del Bernesga, a las que se hará referencia en el siguiente apartado. La disposición de los ejes del anticlinal de Pozo y del sinforme de Villasimpliz, ambos buzando hacia el noroeste (Fig. 9A), así como la orientación que puede deducirse para la línea de bifurcación de este cabalgamiento, semejante a la de aquellos, permiten interpretarlo como una estructura lateral desarrollada dentro de la Escama de Aralla-Rozo.

También han sido descritos en esta área varios cabalgamientos fuera de secuencia que se han iniciado en el Carbonífero del Manto de Bodón y han ascendido hasta llegar a cortar el cabalgamiento de Rozo. El más importante de ellos es el cabalgamiento del

Collado de Alcedo (Alonso *et al.*, 1990a; Figs. 2B y 3), que conecta hacia el este con un cabalgamiento previo dentro de la Escama de Aralla-Rozo. En el ángulo noroccidental del área de estudio puede observarse otro cabalgamiento con características semejantes, aunque con menor desplazamiento (Fig. 9A).

Por último, al norte de la Escama de Correcillas se encuentra la Escama de Gayo, cuyo cabalgamiento basal conecta al oeste de Rodiezmo con el cabalgamiento de Rozo (Figs. 2B y 3). En dicho sector, el cabalgamiento presenta una rampa cabalgante que ha dado lugar a un pliegue de flexión de falla, el cual deforma también a la parte inferior de la Escama de Aralla-Rozo, originando el antiforme de Rodiezmo (Alonso *et al.*, 1990a) y los pliegues menores asociados a él, y acentuando el sinclinal de Valdeagustín (Fig. 9A). Considerando la disposición que muestra, esta estructura ha sido interpretada como una rampa lateral (Alonso *et al.*, 1989, 1990a).

Estratigrafía del Cámbrico superior al Silúrico basal

No pasaron desapercibidas a los primeros estudiosos de la geología de León las potentes series cuarcíticas formando agudos crestones de orientación este a oeste en el área del Bernesga-Torío. Así, Casiano de Prado (1860, p. 522-3) las describe como “15. Grès blanc d'une grand potence”, asignándolas una posible edad “siluriana” (actual Ordovícico más Silúrico), y Mallada y Buitrago (1878, p. 185) las suponen “intermedias a las faunas primera y segunda del mismo sistema”, correspondiendo la “fauna primera o primordial” al actual Cámbrico Medio y la “fauna segunda” al actual Ordovícico Medio a Superior. Posteriormente, el primero de estos autores (Mallada, 1887) señala tres bandas de “cuarcitas silurianas” que aparecen en el valle del Bernesga entre Villamanín y Santa Lucía, dos de ellas cartografiadas posteriormente por Adaro y Junquera (1916). Gómez de Llarena (1950) presenta ya una estratigrafía bien estructurada del Paleozoico en torno a la cuenca carbonífera de Ciñera-Matallana, con un mapa geológico esquemático y varios cortes, en los

que figura la “cuarcita de cruzianas del ordovícico” (que todavía en esa época se incluía en el “Silúrico”, junto con el “gotlandiense”).

Las bases de la estratigrafía moderna del Ordovícico, junto con la del resto del Paleozoico, del norte de León se deben a Comte (1936, 1937, 1938, 1959), quien definió, caracterizó y cartografió la “Quartzite de Barrios”. Este autor cita por primera vez la presencia de rocas volcánicas en la formación, de *Skolithos* y de niveles ferruginosos a techo, asignándola al Arenig y ¿Llanvirn?, dentro del “Ordovícico”, no sin antes ofrecer una interesante discusión acerca de la edad de su base y su techo (Comte, 1959, p. 132-137).

La cartografía de esta área fue posteriormente precisada con los trabajos realizados por de Sitter (1962), Evers (1967), Tarrío (1972), van Staalduin (1973), Ortega (1977) y Alonso *et al.* (1989, 1990b).

Aramburu-Zabala Higuera (1989), y Aramburu y García-Ramos (1993), en su estudio de la estratigrafía y sedimentología del Cambro-Ordovícico de la ZC, presentan dos columnas estratigráficas de la Fm. Barrios de esta área, en El Tueiro y La Gotera. En ambas, separan dos partes, que asimilan a los miembros La Matosa, del Cámbrico Superior, y Tanes, del Arenig, en el oriente de Asturias, con una laguna estratigráfica intermedia del Tremadociense. La estratigrafía de esta sucesión cuarcítica cam-

bro-ordovícica es más simple en el área objeto de estudio que en la de Los Barrios de Luna, tal como fue presentada por Toyos y Aramburu (2014). A diferencia de esta última, no se encuentran aquí la intercalación lutítica media de las “capas de El Ventorrillo” ni las calizas de la Fm. La Devesa. La casi total ausencia de macrofósiles de concha impide una datación tan precisa como en Los Barrios de Luna. De este modo, solo tomando como referencia esta última, puede llegar a establecerse su estratigrafía. De la correlación litoestratigráfica con Los Barrios de Luna se deduce que en esta área el Ordovícico (y la parte alta del Cámbrico) se compone solo de dos unidades, la Formación Barrios y la Formación La Serrona, con características peculiares que se describen a continuación. La Formación Barrios, tal como aquí se define, se corresponde con el Miembro La Matosa de Aramburu-Zabala Higuera (1989), y Aramburu y García-Ramos (1993), mientras que la Formación La Serrona equivale a su Miembro Tanes de la Fm. Barrios.

En las Figs. 12 y 13 se pueden ver las columnas estratigráficas detalladas correspondientes a las secciones de El Tueiro (n.º 2 en las Figs. 2 y 9A) y La Gotera (n.º 5 en las Figs. 2 y 9A). En la Fig. 14 se presenta un diagrama de correlación de las formaciones ordovícicas en el área de estudio; en la Fig. 15, un diagrama de correlación del contacto entre las formaciones Barrios y La Serrona; y en la Fig. 16, un cuadro de correlación de toda la sucesión estudiada.

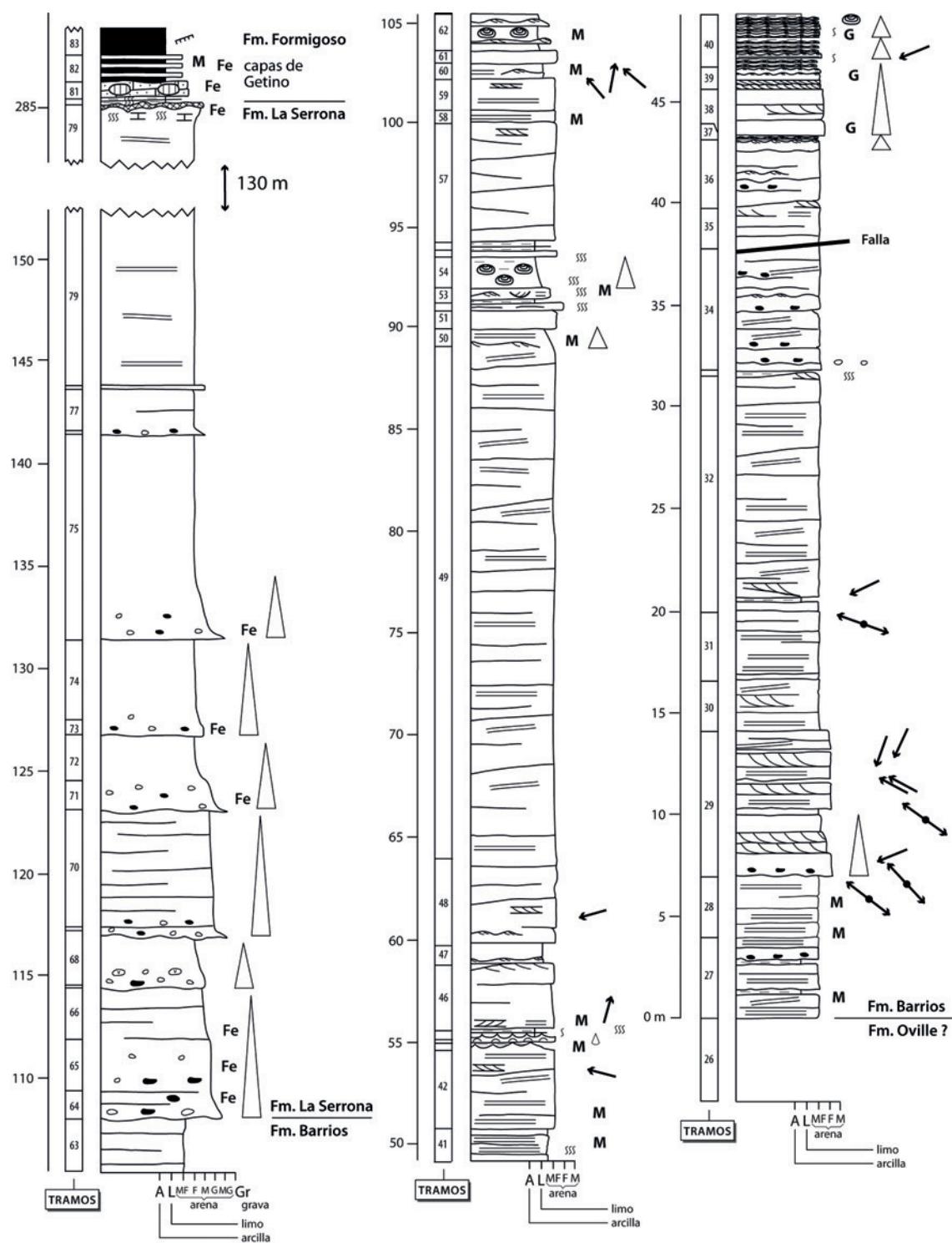


Figura 12. Columna estratigráfica de las formaciones Barrios y La Serrona en la sección de El Túeiro (situación de la sección en la Fig. 2B, n.º 2, y Fig. 9A, n.º 2). Leyenda como en la Fig. 15.

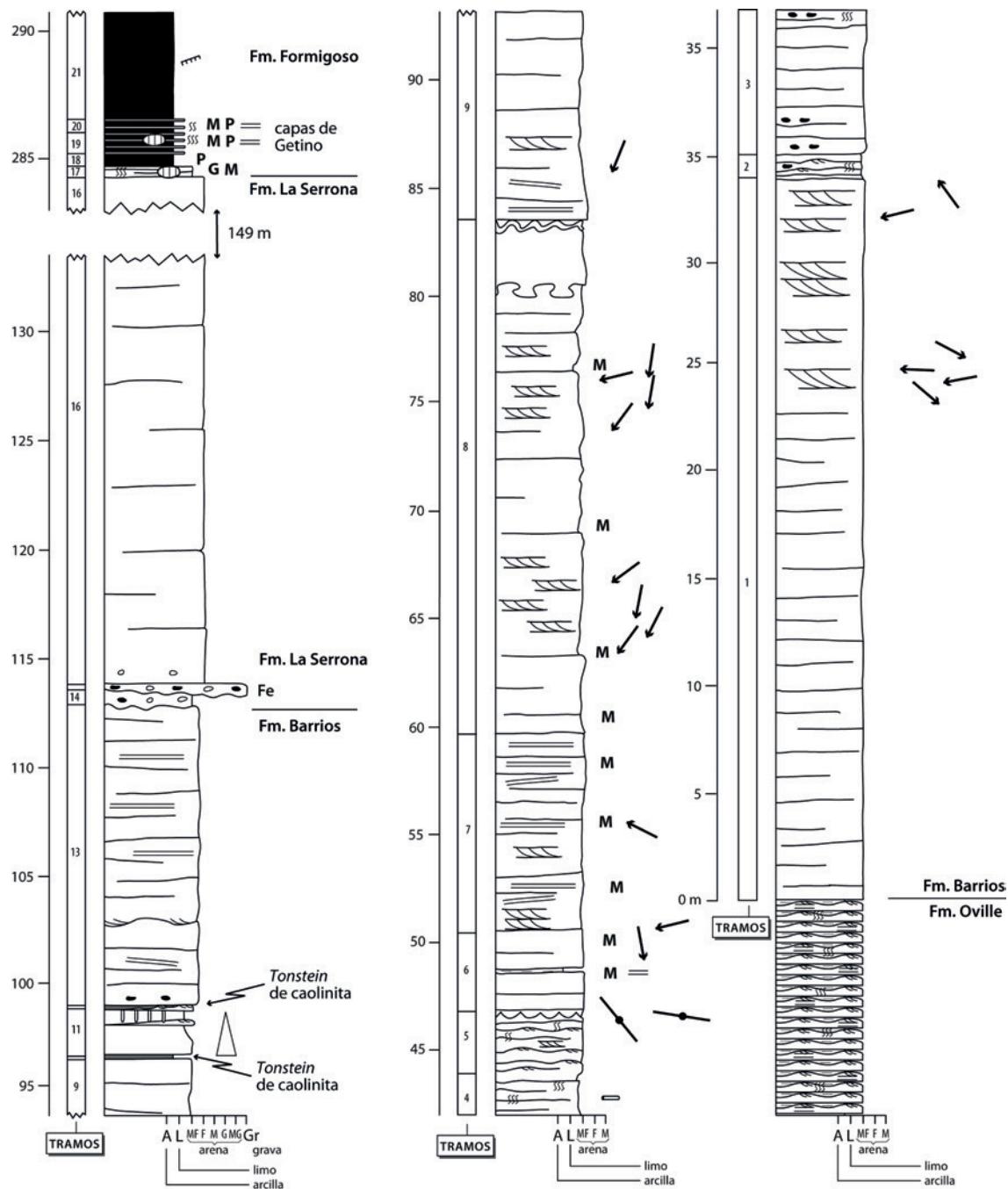


Figura 13. Columna estratigráfica de las formaciones Barrios y La Serrona en la sección de La Gotera (situación de la sección en la Fig. 2B, n.º 5, y Fig. 9A, n.º 5). Leyenda como en la Fig. 15.

Fm. Cuarcita de Barrios

Esta unidad se extiende a todo lo largo de la zona estudiada, aunque con espesores variables. Entre El Tueiro y La Gotera, su espesor se mantiene en torno a los 110 m, aumentando tanto hacia el este, hasta llegar a los 184 m de Villar del Puerto, como hacia el oeste, sobreponiendo los 300 m en Buiza. Estos cambios de espesor se interpretan como debidos a cambios laterales de facies con la Fm. Oville subyacente y a erosión del techo.

Sus características litológicas son similares a las que presenta en Los Barrios de Luna, estando constituida mayoritariamente por cuarzoarenitas blancas de grano muy fino a medio, aumentando en general el tamaño de grano hacia el techo, fuertemente cementadas por cuarzo (cuarcitas), bien estratificadas en capas generalmente de menos de 50 cm de espesor, y con intercalaciones delgadas y escasas de lutitas de color gris medio a gris oscuro. Excepcionalmente, en las secciones de la Sierra de Montepié 1 y 2 se encuentran un microconglomerado silíceo y cuarzoarenitas de grano grueso y muy grueso a una decena de metros bajo el techo de la formación (Figs. 15 y 17). En El Tueiro aparecen frecuentes niveles micáceos y algunos con glauconita. Las estructuras sedimentarias predominantes son la laminación paralela, a veces con alineación de partición, y la laminación cruzada de bajo ángulo, con frecuentes *sets* de estratificación cruzada a mediana escala, mayoritariamente planar. En los tramos 37 a 40 de la sección de El Tueiro (Fig. 12), las lutitas aparecen alternando con capas delgadas de cuarzoarenitas de grano muy fino con *ripples* formando estratificación ondulante, en el techo de secuencias grano- y estratodecrescentes similares a las reconocidas en Los Barrios de Luna. Son de destacar las estructuras almohadilladas de cuarcita que aparecen entre limolitas cerca del techo de la formación en El Tueiro (tramos 54 y 62 de la Fig. 12, y Fig. 18), y las marcas de carga en la parte alta de esta unidad en La Gotera (Fig. 13, tramo 8) y al este de la sección de Villar del Puerto (Fig. 19). Las direcciones de paleocorrientes medidas en estratificaciones cruzadas y alineaciones de partición en El Tueiro y La Gotera indican un aporte sedimentario predominantemente desde el

este, con una amplia variación desde el SE al NE. Los únicos macrofósiles de concha hallados dentro de la Fm. Barrios en el área de estudio corresponden a una lumaquela de braquiópodos inarticulados (lingúlidos) en una capa de arenisca micácea con *ripples* de oleaje en el techo, en la mitad de la sección de El Tueiro (Fig. 12, tramo 44).

Cerca del techo de la formación, aparece un tramo discontinuo bioturbado por abundantes *Skolithos*. Este tramo es visible en la sección de Villar del Puerto, con 4,8 m de espesor; en las de la sierra de Montepié 1 y 2, con 1,1 y 2 m de espesor, respectivamente; en la del Arroyo de La Pedrosa, con 3,3 m; y en la de La Gotera, aunque aquí solo forma dos delgadas capas de 8 cm cada una en el techo del tramo 11 (Fig. 13). Más al oeste, ya no vuelve a aparecer hasta cerca de la sección de Buiza. Tampoco ha sido localizado al este de la sección de Villar del Puerto. A techo de este horizonte, se encuentra con frecuencia una capa de caolín de unos 20 cm de espesor que es interpretada como un *tonstein* de caolinita (o K-bentonita) formada por alteración de cenizas volcánicas de transporte eólico (García-Ramos *et al.*, 1984; Aramburu-Zabala Higuera, 1989). Excepcionalmente, en la sección de La Gotera aparece una segunda capa de caolín de 12 a 20 cm bajo los *Skolithos* (tramo 11 en la Fig. 13), y en la sección de El Tueiro se encuentran, también cerca del techo de la formación, varios niveles centimétricos de “lutitas caoliníticas” de color gris claro como el caolín, pero fósiles y sin su característico aspecto masivo y fractura concoidea (tramos 53 y 56 de la Fig. 12).

Las estructuras de deformación sinsedimentaria arriba descritas podrían corresponder a sismitas, teniendo en cuenta su posición estratigráfica próxima al *tonstein* de caolinita y la tectónica sinsedimentaria que afectó a estas capas en el Ordovícico (Tojos y Aramburu, 2014). Estas estructuras son comparables a las referidas por Fernández-Lozano *et al.* (2020) en la Cuarcita Armoricana del suroeste de León (Zona Centroibérica), que han sido interpretadas como sismitas.

La correlación con Los Barrios de Luna lleva a considerar que la Fm. Barrios de esta área corresponde

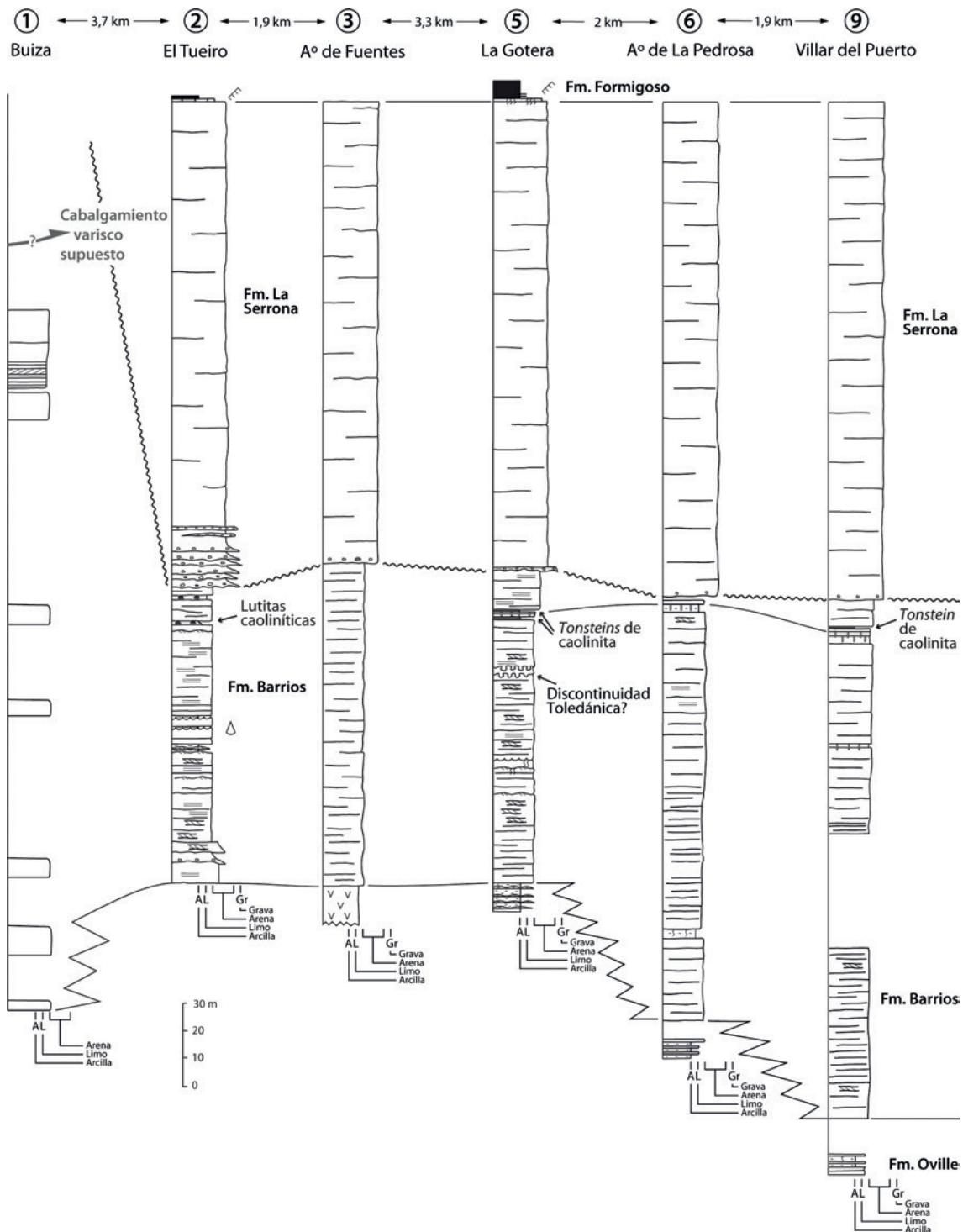


Figura 14. Diagrama de correlación del Cámbrico superior al Silúrico basal en la parte oriental de la Escama de Aralla-Rozo (situación en las Figs. 2B y 9).

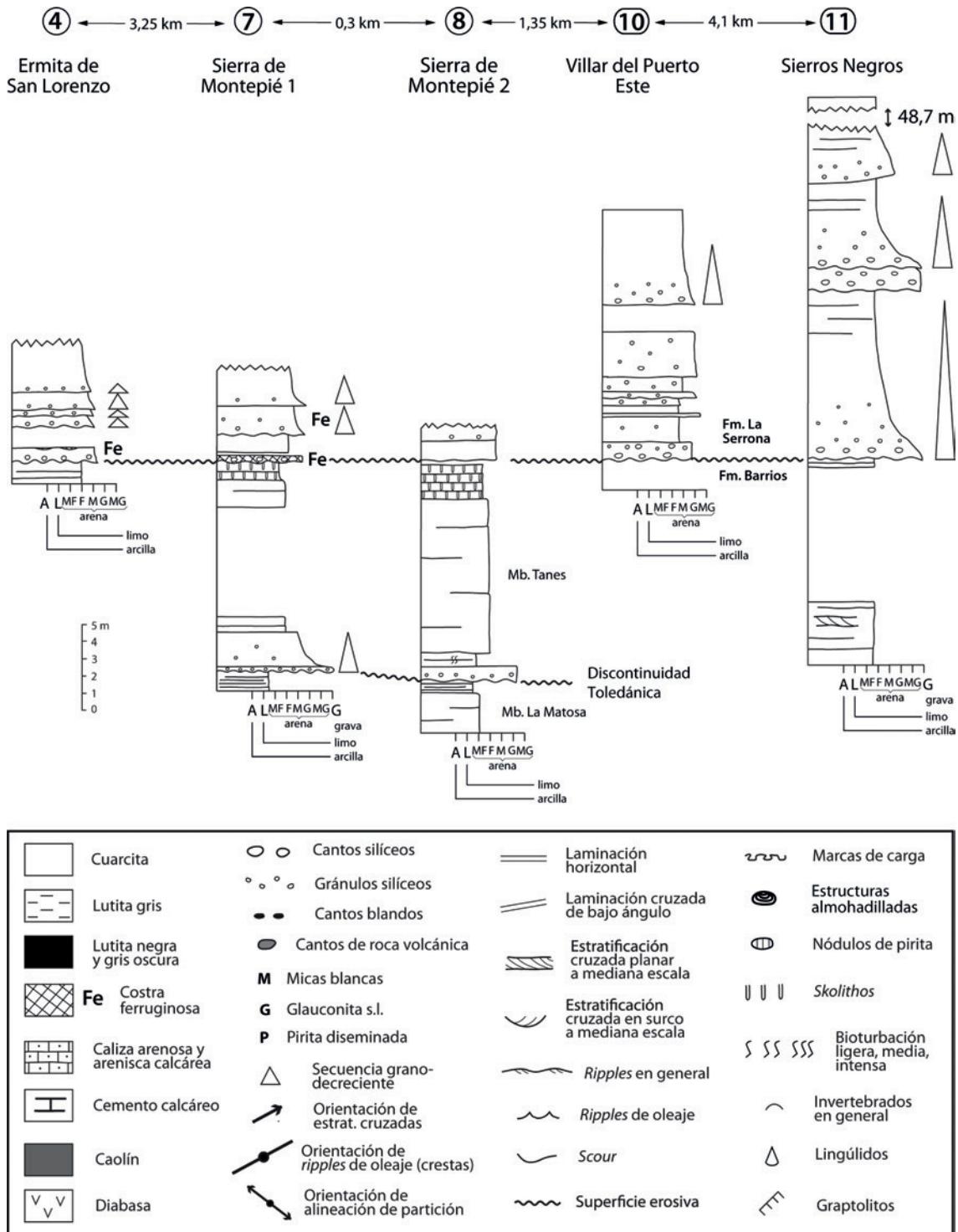


Figura 15. Diagrama de correlación del contacto entre las formaciones Barrios y La Serrona en la parte oriental de la Escama de Aralla-Rozo (situación de las secciones en las Figs. 2B y 9).

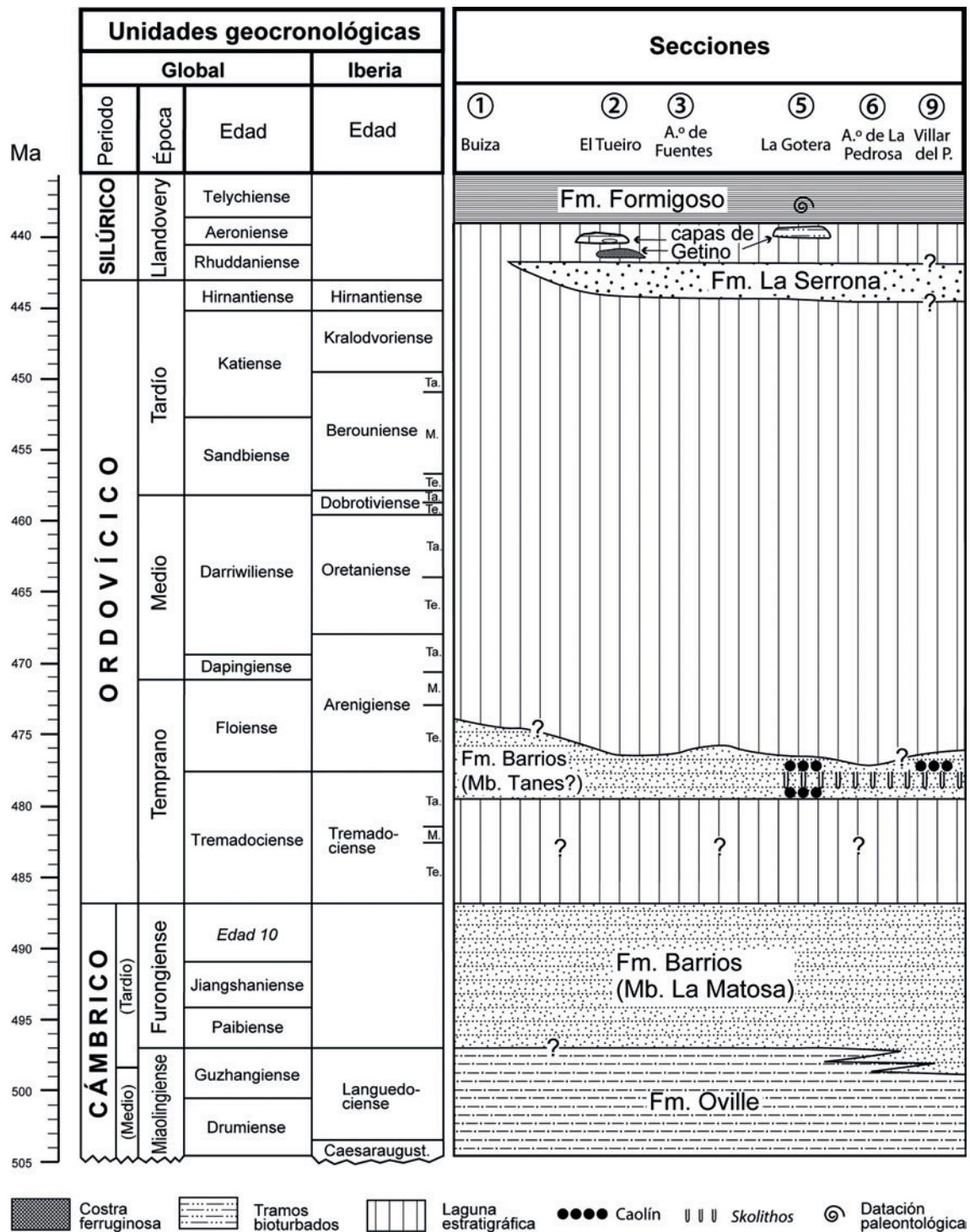


Figura 16. Cuadro de correlación del Cámbrico superior al Silúrico basal en la parte oriental de la Escama de Aralla-Rozo. Escalas de tiempo según Cohen et al. (2013); según Geyer (2019) y Peng et al. (2020) para el Cámbrico, y según Bergström et al. (2009) y Goldman et al. (2020) para el Ordovícico.

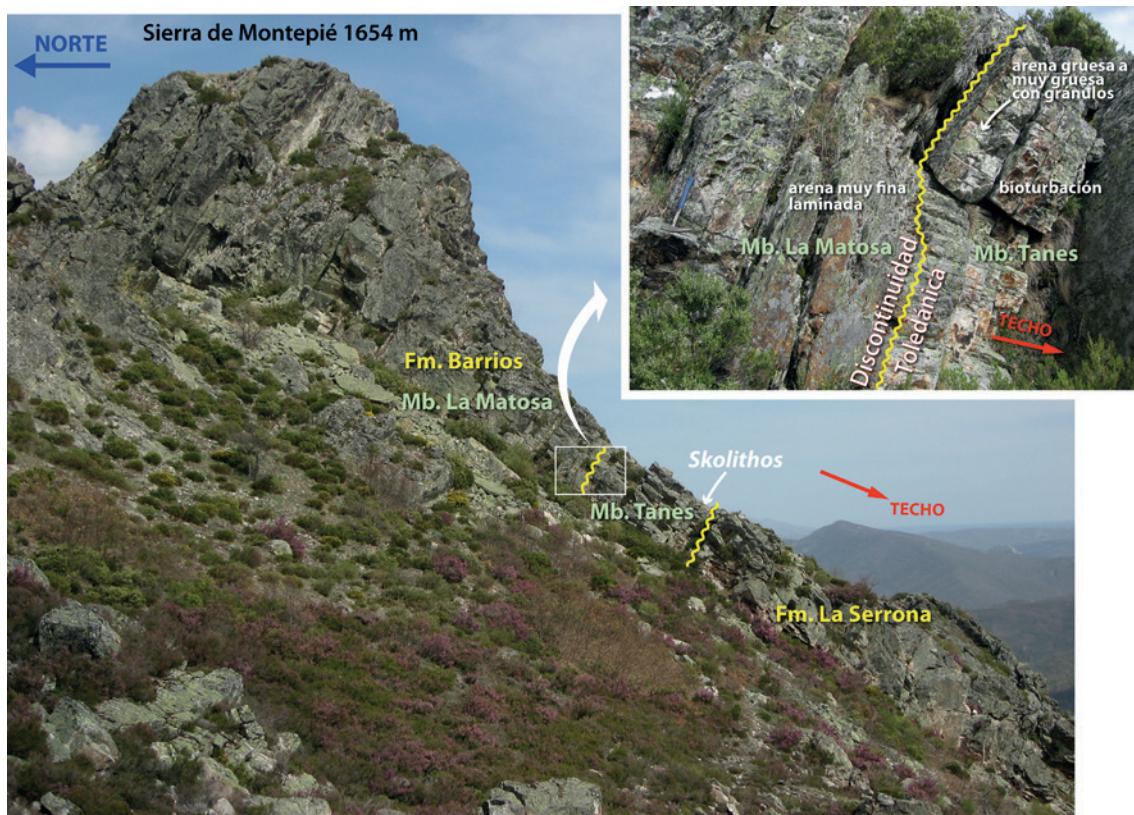


Figura 17. Sección estratigráfica de la Sierra de Montepié 2 (situación en las Figs. 2B, n.º 8, y 9B) mostrando los dos límites de secuencias deposicionales considerados en este trabajo: SB-1, la Discontinuidad Toledánica, entre los miembros La Matosa y Tanes de la Fm. Barrios, y SB-2, entre las formaciones Barrios y La Serrona.

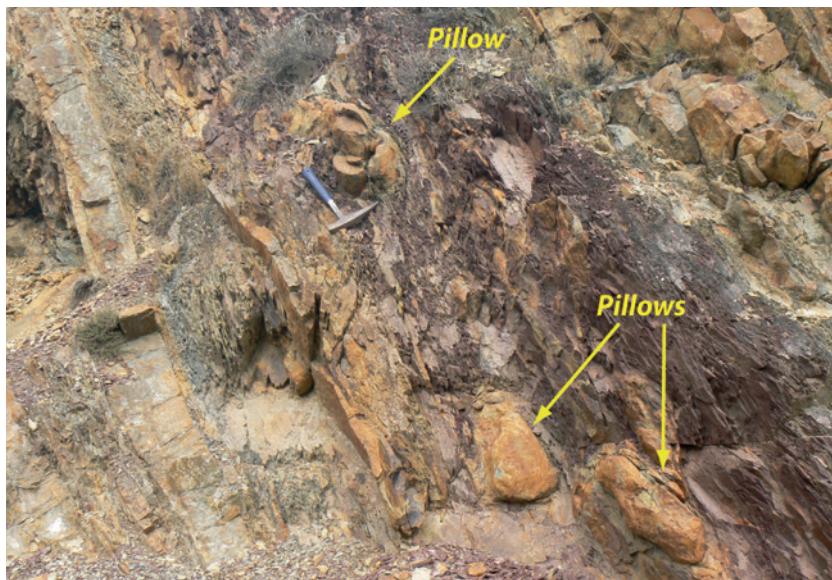


Figura 18. Estructuras almohadilladas (ball & pillow) de areniscas entre limolitas ferruginosas. Formación Barrios, tramo 54 de la sección de El Tueiro (Fig. 12). Techo abajo a la izquierda. NE a la derecha.



Figura 19. Marcas de carga en el muro de una capa de cuarcita de la parte superior de la Formación Barrios al este de la sección de Villar del Puerto (situación en las Figs. 2B, n.º 9, y 9B).

en su mayor parte al Miembro La Matosa, de edad cámbrica (Cámbrico ¿medio? y tardío), mientras que en la mayoría de las secciones solo los últimos metros del techo, incluyendo el tramo de *Skolithos* y caolín, representarían el Miembro Tanes (¿Tremadociense tardío? y Arenigiano). El Mb. Tanes solo alcanza un gran desarrollo en la sección de Buiza y sus alrededores. La edad cámbrica del Mb. La Matosa en Los Barrios de Luna ha sido confirmada recientemente por datación mediante acritarcos (Palacios, 2015), así como en el oriente de Asturias por medio de trilobites y acritarcos (Aceñolaza *et al.*, 2014). La capa de caolín a techo de los *Skolithos* ha sido datada radiométricamente en 477 Ma, la base misma del Arenigiano, en Los Barrios de Luna y otras localidades de la Zona Cantábrica (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2007, 2016 y 2019). Entre ambos miembros presumiblemente

existe una laguna estratigráfica correspondiente a la mayor parte del Tremadociense, que en el oriente de Asturias está representado por el Mb. Ligüeria, aunque aquí, como en Los Barrios de Luna, no se ha podido reconocer ninguna discontinuidad física atribuible a este hiato.

Fm. Cuarcita de La Serrona

Las cuarcitas de esta unidad dan lugar, en general, a los relieves más abruptos de la zona y se extienden por toda ella, excepto en su parte más occidental, al oeste de la Peña de Valdeagustín. Su espesor es muy constante en la mayor parte de la zona estudiada: 181 m en Villar del Puerto y Arroyo de La Pedrosa, 169 m en La Gotera y Arroyo de Fuentes, y 176 m en El Tueiro, rebasando ampliamente el máximo

de espesor, 135 m, que esta unidad tiene en el área de Los Barrios de Luna. Sin embargo, a partir de El Tueiro se acuña progresivamente hacia el oeste hasta desaparecer al sur de la Peña de Valdeagustín, como se muestra en la cartografía (Fig. 9A).

La litología de la Fm. La Serrona en la parte oriental de la Escama de Aralla-Rozo es similar a la de Los Barrios de Luna, estando mayoritariamente formada por cuarzoarenitas blancas de grano fino fuertemente cementadas por cuarzo (cuarcitas) en estratos de mayor espesor que en la Fm. Barrios y peor definidos. Solo en su base, erosiva en disconformidad o discordancia angular sobre la Fm. Barrios (Figs. 20 y 21), se encuentran granulometrías mayores, que van desde gránulos y pequeños cantos de cuarzo dispersos en las cuarcitas, en las secciones de Villar del Puerto, Arroyo de La Pedrosa y Arroyo de Fuentes (Fig. 22), hasta paraconglomerados en La Gotera.

En El Tueiro, la base de la Fm. La Serrona (tramos 64 a 77 en la Fig. 12) es una secuencia granodecreciente de 35 m de espesor formada a su vez por siete secuencias menores del mismo tipo, comenzando cada una de ellas con areniscas ferruginosas de grano medio a muy grueso con cantos dispersos de cuarzo de hasta 2,5 cm y cantos blandos. Secuencias similares constituyen la base de la formación en las secciones de la Ermita de San Lorenzo, Sierra de Montepié 1, Villar del Puerto Este y Sierros Negros (Fig. 15). En el Arroyo de Fuentes se encuentran algunos clastos volcánicos junto a los de cuarzo.

Al igual que en Los Barrios de Luna, no se ha hallado hasta ahora ningún resto paleontológico en la Fm. La Serrona en esta área. Sin embargo, la similitud de facies y su posición estratigráfica sugieren que esta unidad tiene la misma edad que en aquella región, es decir Hirnantense tardío a Silúrico más temprano.

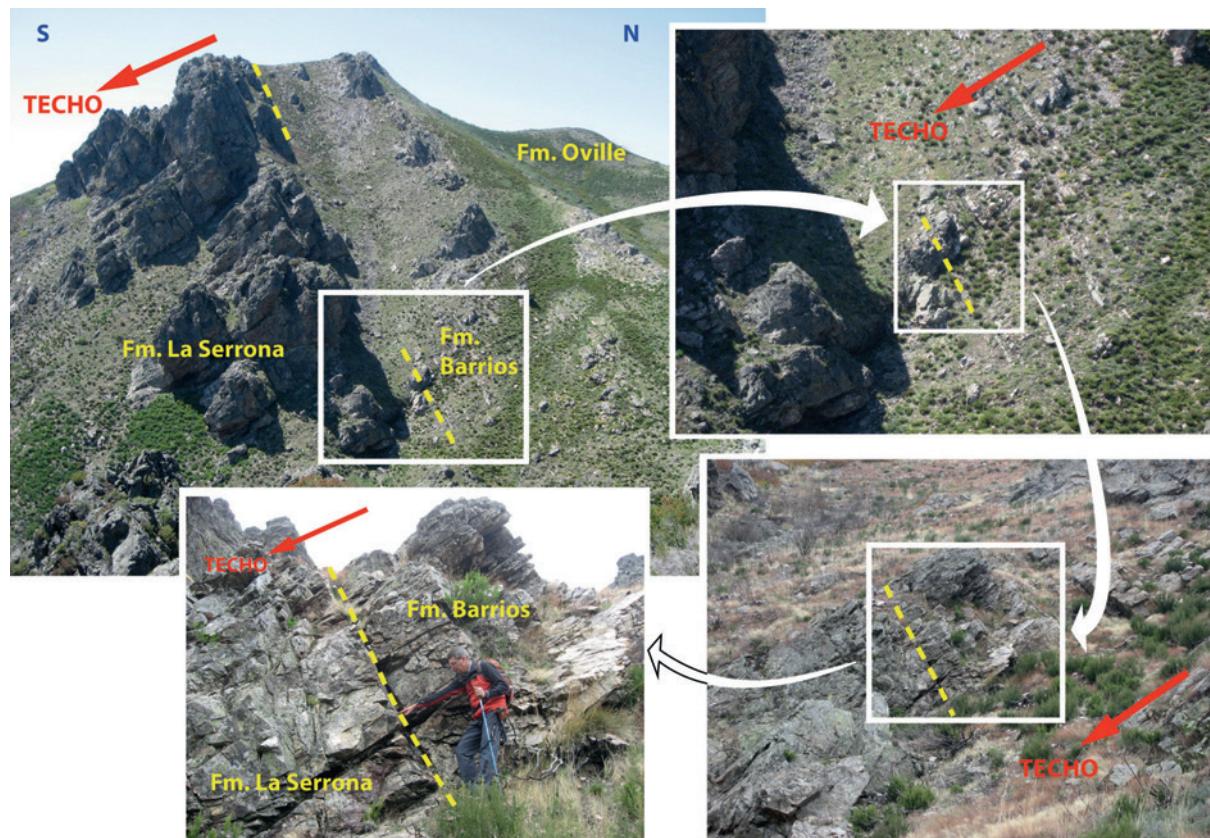


Figura 20. Contacto entre las formaciones Barrios y La Serrona al norte de Villar del Puerto.



Figura 21. Contacto disconforme entre las formaciones Barrios y La Serrona en la sección de El Tueiro.



Figura 22. Areniscas ferruginosas conglomeráticas en la base de la Fm. La Serrona en el collado cota 1625 de la Sierra de Montepié, entre el Arroyo de La Pedrosa y Villar del Puerto.

Capas de Getino

Esta unidad informal constituye, como en Los Barrios de Luna, la base de la Fm. Formigoso y se superpone en contacto neto sobre la Fm. La Serrona. En los alrededores de la sección de Buiza, allí donde la Fm. Formigoso yace directamente sobre la Fm. Barrios sin intermediación de las cuarcitas de La Serrona, no ha podido observarse ningún corte del contacto entre las formaciones Barrios y Formigoso, por lo que se ignora si también allí podría haber capas de Getino.

Las capas de Getino se observan bien en las secciones de El Tueiro y La Gotera. En la primera de ellas, comienzan por una delgada costra ferruginosa sobre la que se disponen 2,2 m de lutitas, limolitas, areniscas y calizas arenosas y areniscas calcáreas ferruginosas y bioturbadas (tramos 80 a 82 de la Fig. 12). En La Gotera, están formadas por una alternancia de 2,7 m de espesor de lutitas gris-oscuras, areniscas y limolitas bioturbadas con granos de glauconita y pirita diseminada y en nódulos (tramos 17 a 20 de la Fig. 13). En ambas secciones, por encima de estas alternancias se disponen las lutitas fósiles negras con graptolitos características de la parte baja de la Fm. Formigoso.

En la cartografía geológica realizada para este estudio no se ha representado esta unidad, teniendo en cuenta su limitado espesor y la escasez de sus afloramientos.

Interpretación sedimentológica y estratigrafía secuencial de la sucesión estudiada

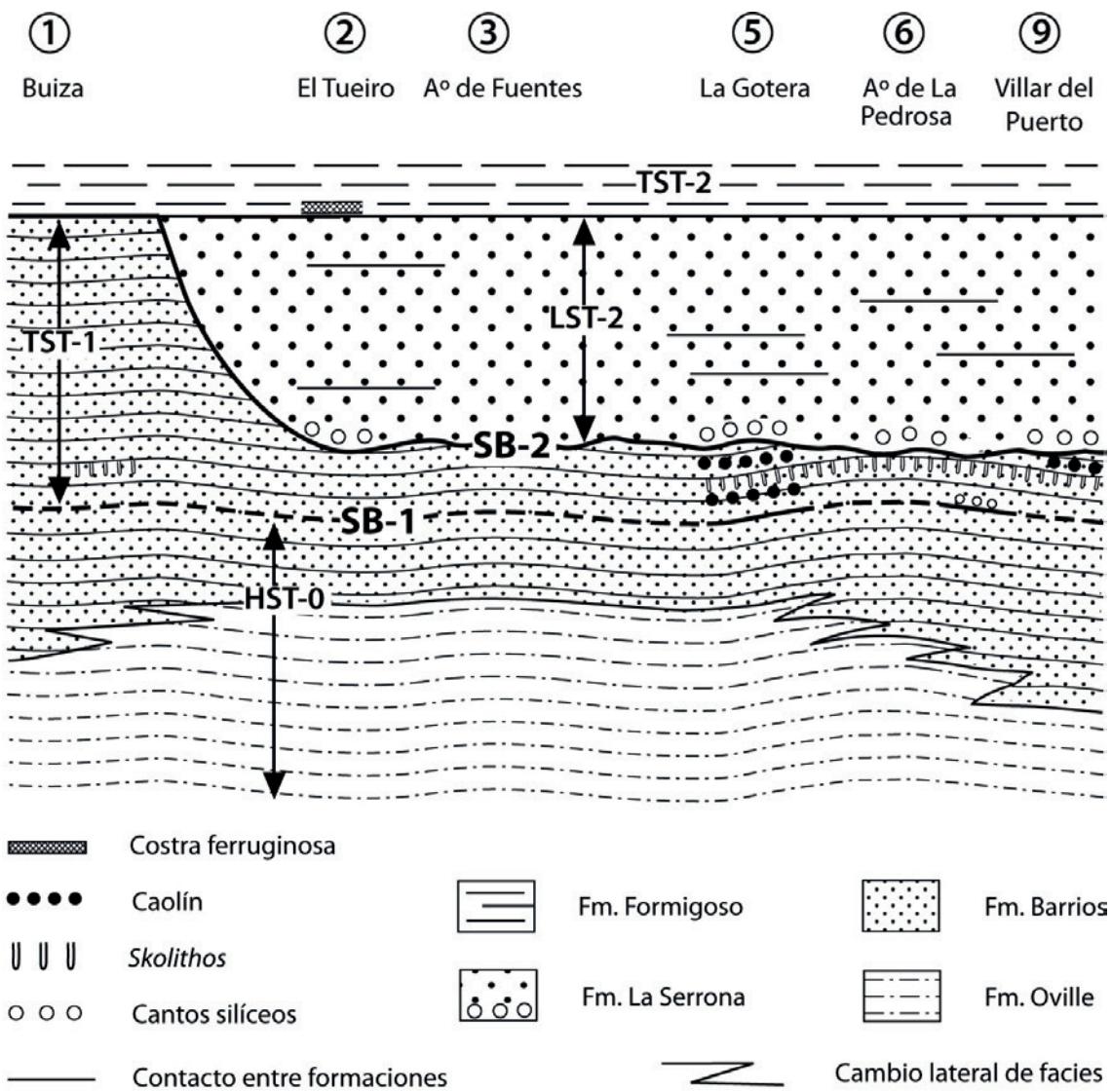
Fm. Barrios

El ambiente sedimentario de la Fm. Barrios ha sido interpretado como la parte más somera, fundamen-

talmente aluvial, de un delta de llanura aluvial trenzada (*braidplain delta*), correspondiendo los tramos de *Skolithos* y de lingúlidos a la parte litoral (Aramburu-Zabala Higuera, 1989; Aramburu y García-Ramos, 1991; Toyos y Aramburu, 2014).

El conjunto de la Fm. Oville y el Mb. La Matosa de la Fm. Barrios forma una megasecuencia progradante de somerización (regresiva) que fue interpretada por Aramburu y García-Ramos (1993) como un “cortejo sedimentario de nivel del mar alto” (*highstand systems tract*, HST; Fig. 23). El Mb. Tanes está mal representado en el área de estudio, pero, teniendo en cuenta sus características en el oriente de Asturias, debe de corresponder a un “cortejo transgresivo” (*transgressive systems tract*, TST) del tipo “TD – transgressive deposits developed above the wave ravinement surface in high-gradient, high-sediment supply settings” de Cattaneo y Steel (2003).

La Discontinuidad Toledánica, antes llamada “Sárdica”, del oriente de Asturias, entre los miembros La Matosa y Ligüeria/Tanes (Aramburu y García-Ramos, 1988), estaría aquí representada, en general, por un “límite de secuencia críptico” (Miall y Arush, 2001), difícil de reconocer en sucesiones predominantemente aluviales. Sin embargo, en las secciones de la Sierra de Montepié 1 y 2, los microconglomerados y areniscas gruesas con cantos de la parte alta de la Fm. Barrios deben de corresponder a la base del Mb. Tanes y no al Mb. La Matosa, teniendo en cuenta que la parte superior, fluvial, de un cortejo sedimentario de nivel del mar alto forma una secuencia de aumento hacia el techo en la proporción arena/fango, pero de disminución en el tamaño de grano máximo (Catuneanu, 2006, p. 173 y su Fig. 5.11). La Discontinuidad Toledánica estaría entonces bien definida en dichas secciones. En la misma posición estratigráfica se encuentran las marcas de carga de la parte alta del tramo 8 en la sección de La Gotera (Fig. 13), sobre las cuales el tamaño de grano se incrementa ligeramente.



Estratigrafía secuencial

- **SB:** Límite de secuencia deposicional (*sequence boundary*)
- **SB:** Límite críptico de secuencia deposicional (*cryptic sequence boundary*)

HST: Cortejo sedimentario de nivel del mar alto (*highstand systems tract*)

TST: Cortejo sedimentario transgresivo (*transgressive systems tract*)

LST: Cortejo sedimentario de nivel del mar bajo (*lowstand systems tract*)

Figura 23. Sección estratigráfica interpretativa del Cámbrico superior al Silúrico basal en el área de estudio. No a escala.

Fm. La Serrona

De acuerdo con Toyos y Aramburu (2014), el depósito de esta formación debió de tener lugar predominantemente por avenidas aluviales en condiciones subaéreas excepto, quizás, la parte superior, que podría tener retoques marinos, aunque en el área de este estudio no se han encontrado evidencias de ello. Dicho depósito se produce rellenando paleovalles.

En el Ordovícico Superior del norte de África, Jordania, Arabia e Irán ha sido reconocida una extensa red de paleovalles (Clark-Lowes, 2005; Le Heron, 2007; Ghienne *et al.* 2007; Ghavidel-Syooki *et al.*, 2011; Douillet *et al.*, 2012; Deschamps *et al.*, 2013; Ravier *et al.*, 2015; Masri, 2017; y Tofaif *et al.*, 2018, entre otros), que generalmente han sido interpretados como *subglacial tunnel valleys* en los márgenes del casquete polar de Gondwana. Sin embargo, Rubino *et al.* (2020) reinterpretan como de origen fluvial algunos de esos paleovalles en Libia. En Noruega, situada en una posición subtropical en el Ordovícico, se han interpretado paleovalles hirnantienses como “valles fluviales encajados” (*incised valleys*) formados durante el descenso glacioeustático del nivel del mar de esa época (Sandbakken, 2014; Franeck *et al.*, 2015; Bockelie *et al.*, 2017). En el centro-norte de Estados Unidos, ha sido cartografiada una red de paleovalles, interpretados como de origen fluvial, en la Discontinuidad Cherokee del límite Ordovícico-Silúrico (Johnson y Baarli, 2007). Bernárdez *et al.* (2006) reconocen paleovalles en el Ordovícico Superior del norte de León, algo más al norte de la zona aquí estudiada, que Gutiérrez-Marcó *et al.* (2010) interpretan como *subglacial tunnel valleys*. En este trabajo, como en Los Barrios de Luna (Toyos y Aramburu, 2014), no se han hallado formas erosivas ni depósitos glaciares en los paleovalles, lo que lleva a interpretar su origen como “valles fluviales encajados sobrealmientados” (*overfilled fluvial incised valleys*).

Las características estratigráficas y sedimentológicas de la Fm. La Serrona sugieren que se trata del *topset* de un “cortejo de nivel del mar bajo” (*lowstand systems tract*, LST, en Catuneanu, 2006; o *late lowstand*

systems tract, en Posamentier y Allen, 1999), formado “durante el ascenso del nivel del mar consiguiente a la deglaciación” hirnantiense (Bernárdez *et al.*, 2006; Fig. 23). La discontinuidad entre las formaciones Barrios y La Serrona debe interpretarse como una “discontinuidad subaérea” (*subaerial unconformity*) en la base de una secuencia deposicional, originada durante una regresión forzada en el periodo inmediatamente precedente por causas tecto-eustáticas (Toyos y Aramburu, 2014).

Capas de Getino

Del mismo modo que en Los Barrios de Luna, las capas de Getino se consideran una serie condensada formada en el Silúrico más temprano. Sus características sedimentológicas y posición estratigráfica indican que se trata de la base de un “cortejo transgresivo” (*transgressive systems tract*, TST) formado bajo condiciones de aporte detrítico restringido (Catuneanu, 2006, p. 210; Fig. 23). El espesor de este cortejo transgresivo es de pocos metros, culminando en la “superficie de máxima inundación” (*maximum flooding surface*, mfs), marcada por el nivel de mayor acumulación de graptolitos, que representa asimismo otra serie condensada, o *sediment starved* según Föllmi (2016). La serie condensada basal (*hardground ferruginoso*) se formaría por “condensación en un contexto de solapamiento expansivo marino” (*condensation in the context of marine onlap*) de Kidwell (1991) sobre la “superficie transgresiva” de la base del cortejo. En cambio, el nivel condensado superior se formaría por “condensación en un contexto de biselamiento basal marino” (*condensation in the context of marine downlap*) de ese mismo autor.

Conclusiones

La sucesión del Cámbrico superior, Ordovícico y Silúrico basal en el extremo oriental de la Escama de Aralla-Rozo es mucho más monótona que en el área de Los Barrios de Luna, estando constituida casi exclusivamente por cuarcitas en las que no se dispone hasta el momento de ninguna datación

paleontológica. Solo a través de un estudio cartográfico y estratigráfico de detalle, junto con la correlación litoestratigráfica con Los Barrios de Luna, se ha podido llegar a desentrañar su estructura, que difiere en gran medida de la reconocida previamente.

Si hasta ahora todas esas cuarcitas se englobaban en la Fm. Barrios, ahora se concluye que solo pertenecen a esta unidad las de la parte inferior de la sucesión, mientras que las de la parte superior constituyen la Fm. La Serrona. Pero, además, como en Los Barrios de Luna, la mayor parte de la Fm. Barrios debe asignarse al Cámbrico, fundamentalmente Superior (Furongiense), por lo que solo deben considerarse de edad ordovícica (¿Tremadociense más tardío? y Arenigiense) los últimos metros de la formación, posiblemente con una laguna estratigráfica que abarcaría la mayor parte del Tremadociense. Entre ambos se sitúa la Discontinuidad Toledánica, reconocida como una disconformidad en las secciones de la Sierra de Montepié 1 y 2, y La Gotera, mientras que en las demás constituye un límite de secuencia críptico. La parte cámbrica de la sucesión debe de corresponder, como en Los Barrios de Luna, al Mb. La Matosa de La Fm. Barrios, mientras que la ordovícica corresponde al Mb. Tanes. Este último miembro se caracteriza por un tramo con abundantes *Skolithos* y un *tonstein* de caolinita en su techo, ambos discontinuos, que se asimilan a los reconocidos en Los Barrios de Luna, y que se considera un nivel prácticamente isócrono. En el extremo más occidental de la región estudiada (alrededores de la sección de Buiza), sin embargo, todas las cuarcitas deben atribuirse a la Fm. Barrios, y el Mb. Tanes del Ordovícico tendría mucho mayor desarrollo. Las diferentes alturas estratigráficas del tramo de *Skolithos*-caolín respecto al techo de la formación deben atribuirse a erosión diferencial previa al depósito de la Fm. La Serrona, bien por arrasamiento de un relieve previamente plegado o fallado, como aquí se interpreta fundamentalmente para las secciones 2 a 9, o por relleno de una topografía de paleovalles, interpretación más probable para el paso de la sección 1 a la 2. La tectónica sinsedimentaria iría acompañada de un vulcanismo que tiene un desarrollo importante inmediatamente al norte del área de estudio, y que aquí se manifiesta únicamente por la capa de

caolín, el *sill* de diabasa entre la Fm. Oville y la Fm. Barrios en el Arroyo de Fuentes, y algunos clastos volcánicos en la base de la Fm. La Serrona.

La Fm. La Serrona, del límite Ordovícico-Silúrico, tiene aquí un espesor considerablemente mayor que en el área de Los Barrios de Luna, donde fue definida. Su geometría es coherente con la interpretación dada por Toyos y Aramburu (2014) como relleno de un valle fluvial encajado (*fluvial incised valley*) originado por el descenso eustático del nivel del mar durante la glaciaciación hirnantense, combinado con los movimientos tectónicos antes aludidos, interpretándose como un cortejo sedimentario del nivel del mar bajo, en la base de una secuencia deposicional. Como en Los Barrios de Luna, también aquí la Fm. Formigoso, del Silúrico, comienza por las capas de Getino, aunque solo se hayan reconocido en las secciones de El Tueiro y La Gotera, presentando caracteres de series condensadas con niveles ferruginosos y glauconíticos, en la base de un cortejo transgresivo.

Agradecimientos

Los autores agradecen los comentarios y sugerencias de dos revisores anónimos que han contribuido a la mejora de este trabajo.

Autoría

ARAMBURU, C.: Conceptualización, Gestión de datos, Investigación, Metodología, Visualización, Escritura - borrador original, Escritura - revisión y edición.

TOYOS, J.M.: Conceptualización, Gestión de datos, Investigación, Metodología, Visualización, Escritura - borrador original, Escritura - revisión y edición.

Bibliografía

ACEÑOLAZA, G.F., ALBANI, R., BERNÁRDEZ, E., GARCÍA-BELLIDO, D.C., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., RÁBANO, I. y SÁ, A.A. (2014): First Furongian (late

- Cambrian) trilobites from the Cantabrian Zone (north-western Spain). *Bulletin of Geosciences*, 89 (2): 239-244. <https://doi.org/10.3140/bull.geosci.1430>
- ADARO, L. DE Y JUNQUERA, G. (1916): *Criaderos de Hierro de España. Tomo II: Criaderos de Asturias*. Instituto Geológico de España, Madrid, Memorias, 27, 610 p.
- ALONSO, J.L. (1989): Fold reactivation involving angular unconformable sequences: theoretical analysis and natural examples from the Cantabrian Zone (Northwest Spain). *Tectonophysics*, 170 (1-2): 57-77.
- ALONSO, J.L., ÁLVAREZ MARRÓN, J. Y PULGAR, J.A. (1989): Síntesis cartográfica de la parte sudoccidental de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 18: 145-153. <https://reunido.uniovi.es/index.php/TDG/article/view/2864>
- ALONSO, J.L., GARCÍA-ALCALDE, J.L., ARAMBURU, C., GARCÍA-RAMOS, J.C., SUÁREZ, A. Y MARTÍNEZ ABAD, I. (2008): Sobre la presencia de la Formación Naranco (Devónico medio) en el Manto de Bodón (Zona Cantábrica): implicaciones paleogeográficas. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 28: 159-169. <https://reunido.uniovi.es/index.php/TDG/article/view/337>
- ALONSO, J.L., MARCOS, A. Y SUÁREZ, A. (2009): Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geologica Acta*, 7 (4): 451-473. <https://revistes.ub.edu/index.php/GEOACTA/article/view/105.000001449/0>
- ALONSO, J.L., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., BARBA, P., FERNÁNDEZ, L.P., MARQUÍNEZ, J., MENÉNDEZ DUARTE, R.A., JIMÉNEZ, M., SUÁREZ RODRÍGUEZ, A., GALLASTEGUI, G., PANIAGUA, A., HEREDIA, N., VILLEGRAS, F., MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J.A., TORRES ALONSO, M. Y GALÁN, L. (1990a): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja n.º 103 (La Pola de Gordón), segunda serie. Memoria*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, 138 p.
- <https://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50Hoja.aspx?Id=103>
- ALONSO, J.L., SUÁREZ RODRÍGUEZ, A., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., FARIAS, P. Y VILLEGRAS, F. (1990b): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja n.º 103 (La Pola de Gordón), segunda serie*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid. <http://info.igme.es/cartografiadigital/datos/magna50/memorias/MMagna0103.pdf>
- AMEROM, H.W.J. VAN Y DILLEWIJN, J. VAN (1963): Note sur le bassin houiller de Ciñera-Matallana. *Leidse Geologische Mededelingen*, 29 (1): 303-312.
- ARAMBURU, C. Y GARCÍA-RAMOS, J. (1988): Presencia de la discontinuidad sárdica en la Zona Cantábrica. *Geogaceta*, 5: 11-13. <https://sge.usal.es/archivos/geogacetas/Geo05/Art04.pdf>
- ARAMBURU, C. Y GARCÍA-RAMOS, J.C. (1993): La sedimentación cambro-ordovícica en la Zona Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 19: 45-73. <https://reunido.uniovi.es/index.php/TDG/article/view/2869>
- ARAMBURU, C., MÉNDEZ-BEDIA, I., ARBIZU, M. Y GARCÍA-LÓPEZ, S. (2004): Zona Cantábrica. Estratigrafía. La secuencia preorogénica. En: *Geología de España* (Vera, J.A., Ed.), Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 27-34.
- ARAMBURU, C., TRUYOLS, J., ARBIZU, M., MÉNDEZ-BEDIA, I., ZAMARREÑO, I., GARCÍA-RAMOS, J.C., SUÁREZ DE CENTI, C. Y VALENZUELA, M. (1992): El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica. En: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano, Eds.), Universidad de Extremadura, Mérida, 397-421.
- ARAMBURU-ZABALA HIGUERA, C. (1989): *El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (N.O. de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 530 p. <http://hdl.handle.net/10651/16437>

- BARRIO, V. DEL, DURÁN, J.J., HEREDIA, N., QUINTANA, L. y VALLEJO, M. (1997): *Estudio del Karst y la Cueva de Valporquero*. Informe inédito, Diputación Provincial de León e ITGE, León, n.º 01318, 96 p.
- BERGSTRÖM, S.M., CHEN, X., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y DRONOV, A. (2009): The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy. *Lethaia*, 42 (1): 97-107. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.2008.00136.x>
- BERNÁRDEZ, E., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. y HACAR, M. (2006): Sedimentos glaciomarinos del Ordovícico terminal en la Zona Cantábrica (NO de España). *Geogaceta*, 40: 239-242. <https://sgc.usal.es/archivos/geogacetas/Geo40/Geo40-60.pdf>
- BOCKELIE, J.F., BAARLI, B.G. y JOHNSON, M.E. (2017): Hirnantian (latest Ordovician) glaciations and their consequences for the Oslo Region, Norway, with a revised lithostratigraphy for the Langøyene Formation in the inner Oslofjorden area. *Norwegian Journal of Geology*, 97: 119-143. <https://njg.geologi.no/publications/hirnantian-latest-ordovician-glaciations-and-their-consequences-for-the-oslo-region-norway-with-a-revised-lithostratigraphy-for-the-langoyene-formation-in-the-inner-oslofjorden-area>
- CATTANEO, A. y STEEL, R.J. (2003): Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62: 187-228.
- CATUNEANU, O. (2006): *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375 p.
- CLARK-LOWES, D. (2005): Arabian glacial deposits: Recognition of palaeovalleys within the Upper Ordovician Sarah Formation, Al Qasim district, Saudi Arabia. *Proceedings of the Geologists' Association*, 116 (3): 331-347. [https://doi.org/10.1016/S0016-7878\(05\)80051-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(05)80051-3)
- COHEN, K.M., FINNEY, S.C., GIBBARD, P.L. y FAN, J.-X. (2013; actualizada): The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36: 199-204. <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2023-09Spanish.pdf>
- COMTE, P. (1936): La série dévonienne du León (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences, Paris*, 202: 337-339.
- COMTE, P. (1937): La série cambrienne et silurienne du León (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 204: 604-606. Trad. al español: La Serie Cambriana y Siluriana de León (España). En: *Explicación del Nuevo Mapa Geológico de España. Tomo II: El Sistema Siluriano* (1942, P. Hernández Sampelayo, Ed.), Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Memorias, 45 (1): 137-139.
- COMTE, P. (1938): La succession lithologique des formations cambriennes du León (Espagne). En: *LXXI Congrès de la Société des Savants. Section Sciences*. Nice, 181-183.
- COMTE, P. (1959): *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Memorias, 60: 440 p.
- DESCHAMPS, R., ESCHARD, R. y ROUSSÉE, S. (2013): Architecture of Late Ordovician glacial valleys in the Tassili N'Ajjer area (Algeria). *Sedimentary Geology*, 289: 124-147. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.02.012>
- DOUILLET, G., GHENNE, J.-F., GÉRAUD, Y., ABUELADAS, A., DIRAISON, M. y AL-ZOUBI, A. (2012): Late Ordovician tunnel valleys in southern Jordan. En: *Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems* (M. Huuse, J. Redfern, D.P. Le Heron, R. J. Dixon, A. Moscariello, y J. Craig, Eds.). Geological Society, London, Special Publications, 368: 275-292.
- EVERS, H.J. (1967): Geology of the Leonides between the Bernesga and the Porma rivers, Cantabrian mountains, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 83-151.
- FERNÁNDEZ LOZANO, J., TOYOS, J.M. y ANDRÉS-BERCIANOS, R. (2020): Estructuras de deformación sín sedimentaria en el Ordovícico Inferior del Anticlinal de Manzaneda (Zona Centroibérica,

- NO de España). *Geogaceta*, 68: 3-6. https://sge.usal.es/archivos/geogacetas/geo68/GEO68_p_3_6.pdf
- FÖLLMI, K.B. (2016): Sedimentary condensation. *Earth-Science Reviews*, 152: 143-180. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.016>
- FRANECK, F., SANDBAKKEN, M.M., MIDTKANDAL, I., NAKREM, H.A. y NYSTUEN, J.P. (2015): A multi-phased incised valley system of the upper Ordovician in the Oslo Region. *Norsk Geologisk Forening abstract and proceedings*, 1, 31st Geological Winter Meeting of the Geological Society of Norway, 12–14 January, Stavanger, Norway, p. 31.
- GARCÍA-ALCALDE, J.L., ARBIZU, M.A., GARCÍA-LÓPEZ, S. y MÉNDEZ-BEDIA, I., Eds. (1979): *Meeting of the International Subcommission on Devonian Stratigraphy. Guide-book of the field trip*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo, 41 p.
- GARCÍA-LÓPEZ, S., BASTIDA, F., BRIME, C., ALLER, J., VALÍN, M.L., SANZ-LÓPEZ, J., MÉNDEZ, C.A. y MENÉNDEZ-ÁLVAREZ, J.R. (1999): Los episodios metamórficos de la Zona Cantábrica y su contexto estructural. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 21: 177-187.
<https://reunido.uniovi.es/index.php/TDG/article/view/2894/2759>
- GARCÍA-RAMOS, J.C., ARAMBURU, C. y BRIME, C. (1984): Kaolin tonstein of volcanic ash origin in the Lower Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 14: 27-33.
<https://reunido.uniovi.es/index.php/TDG/article/view/2777>
- GEYER, G. (2019): A comprehensive Cambrian correlation chart. *Episodes*, 42 (4): 321-332. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2019/019026>
- GHAVIDEL-SYOOKI, M., ÁLVARO, J.J., POPOV, L., POUR, M.G., EHSANI, M.H., y SUYARKOVA, A. (2011): Stratigraphic evidence for the Hirnantian (latest Ordovician) glaciation in the Zagros Mountains, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 307 (1-4): 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.04.011>
- GHIENNE, J.-F., LE HERON, D.P. MOREAU, J., DENIS, M. y DEYNOUX, M. (2007): *The Late Ordovician Glacial Sedimentary System of the North Gondwana Platform*. En: *Glacial Sedimentary Processes and Products* (M.J. Hambrey, P. Christoffersen, N.F. Glasser, y B. Hubbard., Eds.). International Association of Sedimentologists, Special Publication, 39: 295-319.
- GOLDMAN, D., SADLER, P.M. y LESLIE, S.A. (2020): The Ordovician Period. En: *Geologic Time Scale 2020. Vol. 2* (F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz y G.M. Ogg, Eds.), Elsevier BV, Amsterdam, 631-694.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1950): Nuevos datos geológicos y paleontológicos sobre la cuenca carbonífera de Ciñera-Matallana (León). *Estudios Geológicos*, 6 (11): 51-97.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., BERNÁRDEZ, E. y CORFU, F. (2016): Was there a super-eruption on the Gondwanan coast 477 Ma ago? *Tectonophysics*, 681: 85-94. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.12.012>
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., BERNÁRDEZ, E., CORFU, F. y LÓPEZ-CARMONA, A. (2019): An extensive K-bentonite as an indicator of a super-eruption in northern Iberia 477 My ago. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 319 012007: 1-8. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/319/1/012007>
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., CORFU, F., MURPHY, B. y SUÁREZ, M. (2007): U-Pb depositional age for the upper Barrios Formation (Armorican Quartzite facies) in the Cantabrian zone of Iberia: Implications for stratigraphic correlation and paleogeography. En: *The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision* (U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft y G. Zulauf, Eds.), The Geological Society of America, Boulder, Special Paper, 423, 287-296.

- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., GHIENNE, J.-F., BERNÁRDEZ, E. y HACAR, M.P. (2010): Did the Late Ordovician African ice sheet reach Europe? *Geology*, 38 (3): 279-282. <https://doi.org/10.1130/G30430.1>
- HOWARD, J.L. (2005): The quartzite problem revisited. *Journal of Geology*, 113 (6), 707-713. <https://doi.org/10.1086/449328>
- JOHNSON, M.E. y BAARLI, B.G. (2007): Topography and depositional environments at the Ordovician-Silurian boundary in the Iowa-Illinois-Wisconsin region, USA. *Acta Palaeontologica Sinica*, 46 (Suppl.): 208-217.
- KIDWELL, S.M. (1991): Condensed deposits in siliciclastic sequences: Expected and observed features. En: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher, Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 682-695.
- LE HERON, D.P. (2007): Late Ordovician glacial record of the Anti-Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology*, 201 (1-2): 93-110. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.05.004>
- MALLADA, L. (1887) Datos para el estudio geológico de la cuenca hullera de Ciñera y Matallana. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 14: 173-207.
- MALLADA, L. y BUITRAGO, J. (1878): La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 5: 177-194.
- MASRI, A. (2017): Late Ordovician glacial and glacio-fluvial paleovalley architecture and sedimentation in southeast Jordan and northwest Saudi Arabia. *Arabian Journal of Geosciences*, 10 (288), 10 p.
- MÉNDEZ-BEDIA, I. (1976): Biofacies y litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 9: 1-93. <https://reunido.uniovi.es/index.php/TDG/article/view/2707>
- MIALL, A.D. y ARUSH, M. (2001): Cryptic sequence boundaries in braided fluvial successions. *Sedimentology*, 48 (5): 971-985. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00404.x>
- NEUENDORF, K.K.E., MEHL, J.P. JR. y JACKSON, J.A. (2005): *Glossary of Geology*, 5th Edition. American Geosciences Institute, Alexandria, Virginia, 779 p.
- ORTEGA, E. (1977): La estructura de la Unidad de Somiedo-Correcilla en el valle del río Bernesga (NW de España). *Breviora Geologica Asturica*, 21 (1): 12-16. <https://geol00.geol.uniovi.es/BGA/Volumen1977/V1977-04.PDF>
- PALACIOS, T. (2015): Acritarch assemblages from the Oville and Barrios Formations, northern Spain: A pilot proposal of a middle Cambrian (Series 3) acritarch biozonation in northwestern Gondwana. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 219: 71-105. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2015.03.008>
- PENG, S.C., BABCOCK, L.E. y AHLBERG, P. (2020): The Cambrian Period. En: *Geologic Time Scale 2020. Vol. 2* (F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz y G.M. Ogg, Eds.), Elsevier BV, Amsterdam, 565-630.
- POSAMENTIER, H.W. y ALLEN, G.P. (1999): *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Concepts and Applications*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa. Concepts in Sedimentology and Paleontology, 7, 204 p.
- PRADO, C. DE, VERNEUIL, E. DE y BARRANDE, J. (1860): Sur l'existence de la faune primordiale dans la chaîne cantabrique; suivie de la description des fossiles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2ème série, 17: 516-554.
- RAVIER, E., BUONCRISTIANI, J.-F., MENZIES, J., GUIRAUD, M., CLERC, S. y PORTIER, E. (2015): Does porewater or meltwater control tunnel valley genesis? Case studies from the Hirnantian of Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 418: 359-376. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.12.003>

- RUBINO, J.-L., LARCHER, C. y BOURGET, J. (2020): Fluvial incised networks on top of Late Ordovician interglacial valley buried hills as the result of post glacial isostatic rebound; 3D seismic input. *EGU General Assembly 2020*, EGU2020-21838. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-21838>
- SANDBAKKEN, M.M. (2014): *Depositional History of Late Ordovician-earliest Silurian storm dominated shelf, incised valley and open marine settings, inner Oslofjorden islands (Oslo Region)*. MSc thesis, University of Oslo, 174 p. <https://www.duo.uio.no/handle/10852/43532>
- SITTER, L.U. DE (1962): The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains: explanation of a geological map with sections scale 1:100.000. *Leidse Geologische Mededelingen*, 26: 255-264.
- STAALDUINEN, C.J. VAN (1973): Geology of the area between the Luna and Torio rivers, southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 49 (2): 167-205.
- TARRÍO, L. (1972): *Estudio geológico del frente de la Unidad de Somiedo-Correcilla en la región comprendida entre los ríos Bernesga y Luna*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Oviedo, 29 p.
- TOFAIF, S., LE HERON, D.P. y MELVIN, J. (2018): Development of a palaeovalley complex on a Late Ordovician glaciated margin in NW Saudi Arabia. En: *Glaciated Margins: The Sedimentary and Geophysical Archive* (D.P. Le Heron, K.A. Hogan, E.R. Phillips, M. Huuse, M.E. Busfield, y A.G.C. Graham, Eds.). Geological Society, London, Special Publications, 475 (1): 81.
- TOYOS, J.M. y ARAMBURU, C. (2014): El Ordovílico en el área de Los Barrios de Luna, Cordillera Cantábrica (NW de España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 34: 61-96. <https://doi.org/10.17811/tdg.34.2014.61-96>
- TRUYOLS, J., ARBIZU, M.A., GARCÍA-ALCALDE, J.L., GARCÍA-LÓPEZ, S., MÉNDEZ-BEDIA, I., SOTO, F. y TRUYOLS-MASSONI, M. (1990): Cantabrian and Palaeozoic Zones. Stratigraphy. The Asturian-Leonese Domain (Cantabrian Zone). En: *Pre-Mesozoic geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 10-19.
- VILAS MINONDO, L. (1971): *El Paleozoico Inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica entre los ríos Porma y Bernesga (León)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Memorias, 80, 169 p.
- WAGNER, R.H. (1963): A general account of the Palaeozoic Rocks between the Rivers Porma and Bernesga (León, NW. Spain). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 74: 171-334.
- WAGNER, R.H. (1971): The stratigraphy and structure of the Ciñera-Matallana coalfield (prov. León, N.W. Spain). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 4: 385-429. <https://reunido.uniovi.es/index.php/TDG/article/view/2683>
- WAGNER, R.H. y ARTIEDA, J.I. (1970): *La Cuenca Minera Ciñera-Matallana*. Sociedad Anónima Hullera Vasco-Leonesa, León, 288 p.

