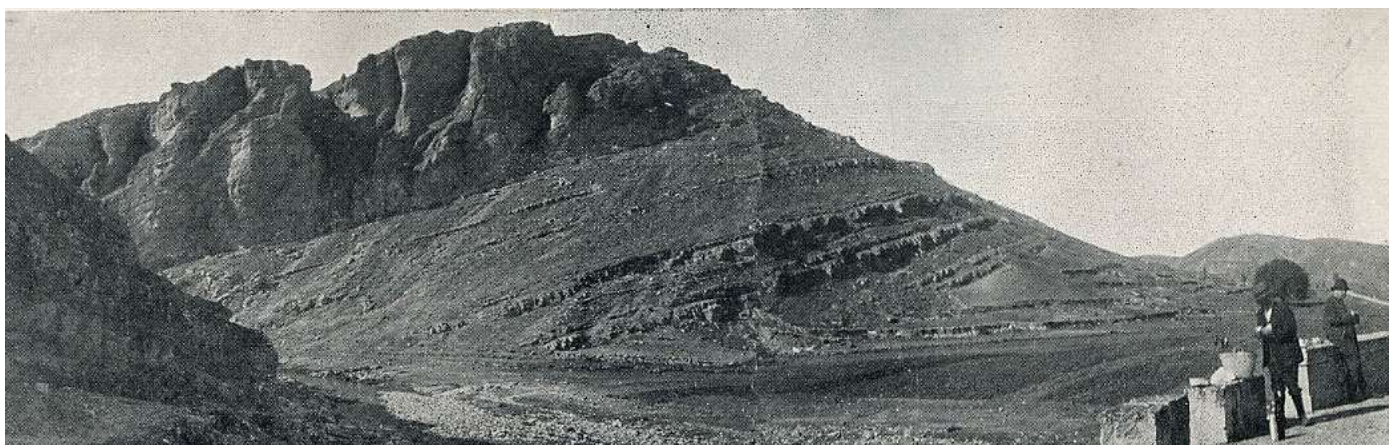




V CONGRESO DEL CRETÁCICO DE ESPAÑA

García-Hidalgo, J.F., Gil-Gil, J., Barroso-Barcenilla, F.,
López Olmedo, F. y Díaz de Neira, J.A. (Editores)



OSCILACIONES DEL NIVEL DEL MAR REGISTRADAS COMO VALLES INCISOS DURANTE EL APTIENSE ¿GLACIOEUSTATISMO DURANTE EL CRETÁCICO? CUENCA DEL MAESTRAZGO, PROVINCIA DE TERUEL

Carlos Peropadre^{1,2}, Nieves Meléndez² y Carlos Luis Liesa³

¹ *Inypsa, Informes y Proyectos, S.A., Unidad de Geología. C/ General Díaz Porlier, 49; 28001 Madrid. cpme@inypsa.es*

² *Grupo de Análisis de Cuencas Sedimentarias UCM-CAM. Departamento de Estratigrafía – Instituto de Geociencias UCM, CSIC; Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, C/ Antonio Novais, 12; 28040 Madrid. Correo electrónico: nievesml@geo.ucm.es*

³ *Grupo Geotransfer. Área de Geodinámica Interna. Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12; 50009 Zaragoza. Correo electrónico: carluis@unizar.es*

RESUMEN

En esta excursión se observaron cambios relativos del nivel del mar de alta frecuencia y amplitud moderada-alta (8-127 m) que han quedado registrados como incisiones repetidas de la red de drenaje fluvial en una plataforma carbonatada del final del Aptiense Inferior. Los objetivos principales son observar la presencia de paleovalles y como estos permiten interpretar una arquitectura sedimentaria y una sedimentología marcadas por los cambios del nivel mar. Además se discutirá sobre el origen, las causas y las implicaciones de estas oscilaciones del nivel del mar.

INTRODUCCIÓN

El margen occidental del rift Cretácico del Maestrazgo está expuesto en la parte turolense de la Cordillera Ibérica (Fig. 1). La cuenca del Maestrazgo se ha dividido en varias subcuencas atendiendo a los principales elementos paleoestructurales y a su registro estratigráfico (Salas y Guimerà, 1996; Soria, 1997; Salas et al., 2001). En el margen noroccidental de la cuenca se distinguen las subcuencas de Las Parras, la más septentrional, y la de Galve, más meridional (Fig. 1A). La subcuenca de Galve, que es en la que se desarrolla esta excursión, se caracteriza por constituir un depocentro relativo de la cuenca, alcanzando una potencia de materiales del Cretácico Inferior que puede superar los 3000 m. Actualmente los afloramientos que se visitan forman parte del Sinclinal de Camarillas y Anticlinal de Miravete de la Sierra, ambas estructuras están separadas por una falla inversa de Miravete de la Sierra que es el resultado de la inversión de una importante falla normal del Cretácico Inferior (Fig. 1B). Una parte importante del relleno de la subcuenca de Galve lo constituyen las facies Urganianas de edad Aptiense (Barremiense terminal?-Aptiense; Fig. 1C), que presentan una gran potencia (>700 m) y muy buena calidad de afloramiento.

La sedimentación durante el Aptiense fue siempre de carácter marino somero y excepcionalmente de tipo transicional costero. No obstante, el registro estratigráfico está muy lejos de estar únicamente representado por facies Urganianas, es decir, calizas marinas caracterizadas por la presencia de rudistas. En realidad, durante el Aptiense se sucedieron diferentes tipos de sistemas sedimentarios marinos que abarcan desde sistemas siliciclásticos a sistemas carbonatados puros, incluyendo sistemas intermedios o mixtos terrígenos-carbonatados (Fig. 1C).

Por otro lado, el registro sedimentario Aptiense de la subcuenca de Galve, pese a constituir un depocentro de la cuenca, es marcadamente discontinuo y está jalonado por 17 discontinuidades (Peropadre, 2012) durante las cuales las plataformas y rampas marinas quedaron expuestas y se produjo una erosión significativa (Fig. 1C). La subcuenca de Galve no solo presenta un magnífico registro de la sedimentación sino que también lo constituye para las fases de exposición subaérea durante las cuales se reconocen procesos erosivos incisivos que desarrollaron paleovalles. La combinación de una sedimentación marina somera y procesos de incisión permite cuantificar la evolución relativa de las oscilaciones del nivel del mar que ocurrieron durante el Aptiense en la subcuenca de Galve.

Se puede destacar que el Aptiense fue un intervalo de tiempo geológico convulso en términos ambientales, destacando entre otros procesos el desarrollo de eventos anóxicos oceánicos globales (OAE-1a y 1b; Fig. 1C) durante los cuales se incrementa la tasa de enterramiento de carbono orgánico en ambientes sedimentarios

marinos profundos, pero que acarrea otras modificaciones ambientales hidrogeoquímicas, del ciclo del carbono, y climáticas que tuvieron un impacto en los ecosistemas marinos, en los sistemas sedimentarios y en la litología de los sedimentos. Además, el Aptiense presenta un evento de extinción significativo (Mid-Aptian event) registrado especialmente por la biota marina somera, y que constituye el límite el Aptiense Inferior del Superior. Esta excursión se centra principalmente en las oscilaciones eustáticas que tuvieron lugar justo antes del límite Aptiense Inferior-Superior.

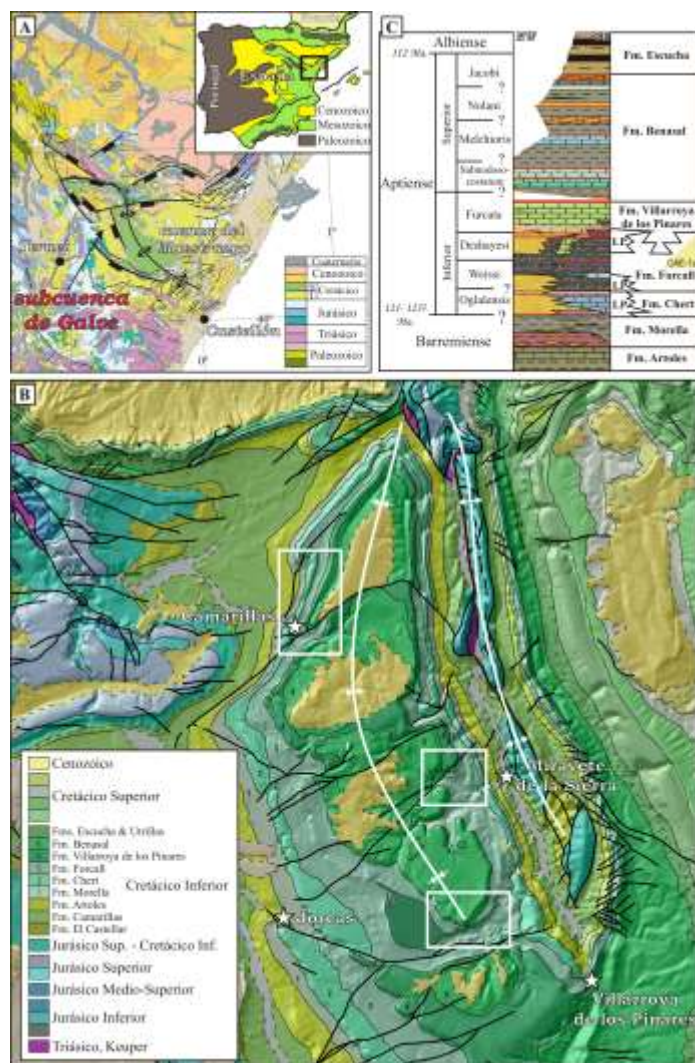


Figura 1. Contexto geológico de los afloramientos visitados. A) Situación general y en el contexto de la cuenca cretácica del Maestrazgo. B) Mapa geológico del área de la excursión mostrando el Sinclinal de Camarillas y Anticlinal de Miravete de la Sierra (GEODE-IGME). C) Esquema cronoestratigráfico del margen oriental de la cuenca del Maestrazgo, se indican algunas de las discontinuidades identificadas (líneas rojas).

El objetivo principal de esta excursión es visitar afloramientos que dan cuenta de esta inestabilidad ambiental durante el Aptiense Inferior tardío (Biozona Furcata). Durante este periodo de tiempo, relativamente breve a escala geológica (aprox. 1 Ma), la plataforma carbonatada representada por la Fm. Villarroya de los Pinares sufrió hasta 7 oscilaciones del nivel del mar que han quedado registradas como paleovalles de amplitud moderada a alta (Peropadre et al., 2008; Peropadre, 2012). En este trabajo nos referimos a estos paleovalles y los límites de secuencia se representan como LS-I a LS-VI y equivalen a los límites de secuencia LS-6 a LS-11 de Peropadre (2012). Se trata de importantes variaciones del nivel del mar (de entre 10 y 70 m de incisión vertical) cuya explicación sería difícil en ausencia de casquetes polares cuyo volumen oscile a partir de cambios climáticos cíclicos; al menos teniendo en cuenta los mecanismos conocidos que dan lugar a oscilaciones relativas del nivel del mar.

Además de las interesantes interpretaciones que permiten hacer estos afloramientos de forma individual, también se quiere destacar el papel que tiene la elaboración de una cartografía geológica de alta resolución (Fig. 2), que puede denominarse cartografía estratigráfica, y que ha permitido integrar las interpretaciones individuales, e incluso decantar la interpretación de algunos afloramientos complejos.

Por otro lado, pese a que el Cretácico ha sido considerado tradicionalmente como un episodio de la historia de la tierra muy cálido y sin presencia de hielo polar, las evidencias en contra de esta hipótesis han crecido considerablemente en las últimas décadas, particularmente a partir de trabajos que prueban la existencia de oscilaciones del nivel del mar de alta frecuencia y gran amplitud. Los afloramientos Aptienses de la subcuenca de Galve permiten contribuir a esta discusión desde el punto de vista de las oscilaciones del nivel del mar.

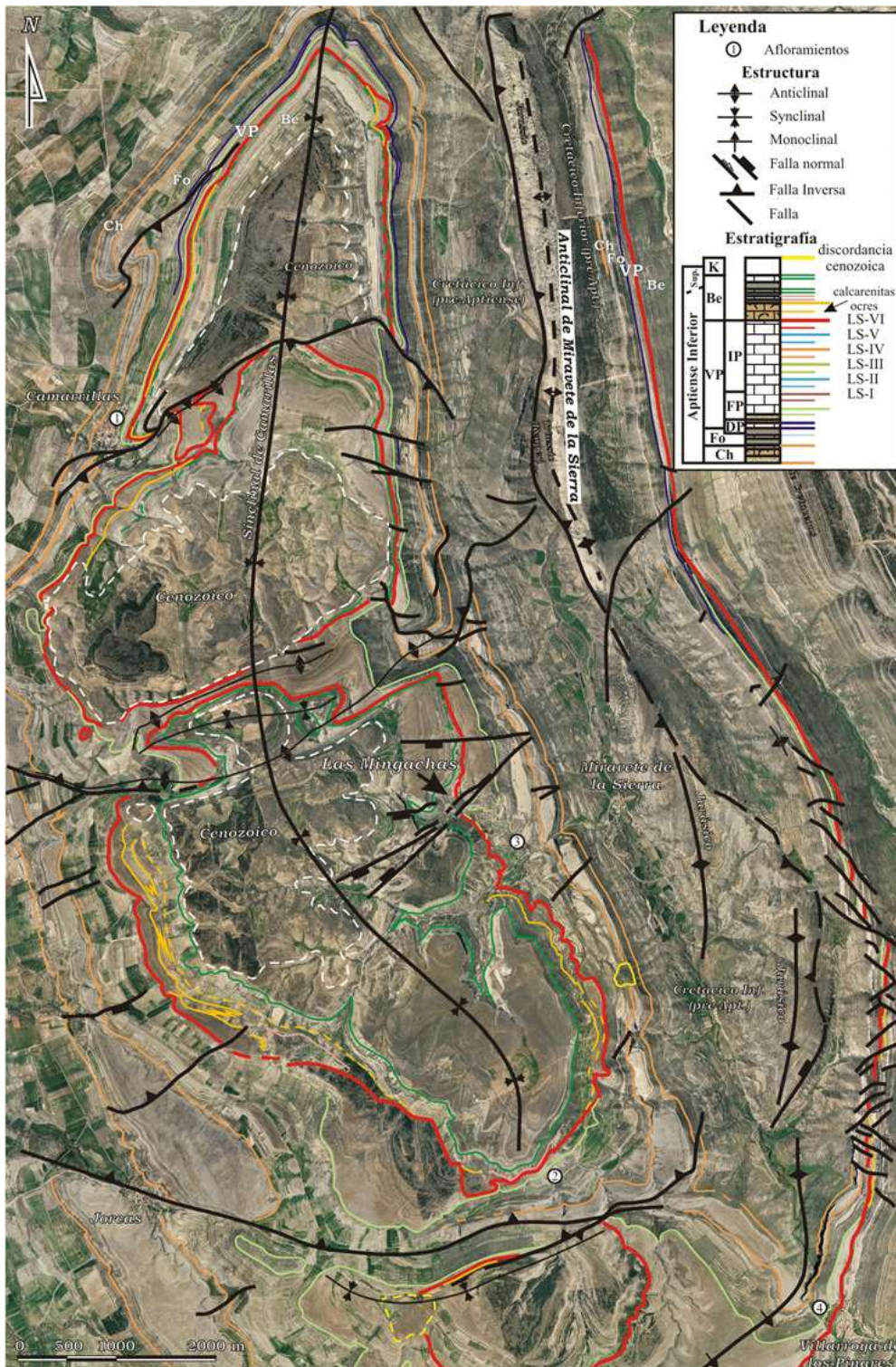


Figura 2. Esquema cartográfico sobre la ortofotografía aérea (PNOA-IGN) del Sinclinal de Camarillas y del Anticlinal de Miravete de la Sierra. Los números indican las paradas de la excursión.

PARADA 1. CAMARILLAS

Los afloramientos aptienses de Camarillas se encuentran en el flanco occidental del Sinclinal de Camarillas (Fig. 1B), permiten poner en un contexto general la sedimentación aptiense y las diferentes unidades estratigráficas representadas (Fms. Morella, Chert, Forcall, Villarroya de los Pinares y Benasal; Fig. 1C y 2). El objetivo principal de la excursión, la Fm. Villarroya de los Pinares, está bien expuesto en este afloramiento y está constituida por facies marinas someras, de tipo urgoniano, con rudistas y corales, con texturas predominantemente fangosas y generalmente de baja energía.

Litoestratigráficamente, la unidad presenta tres litosomas bien diferenciados que denominamos Plataforma Deshayesi, Plataforma Furcata y Plataforma Iraquia, en virtud de algunos taxones significativos que las caracterizan. En la base se dispone la plataforma Deshayesi que presenta su margen de plataforma al norte de Camarillas y no es objeto de esta excursión. Por encima, de este litosoma se dispone un intervalo terrígeno y mixto (Mb. Galve de la Fm. Las Parras, Peropadre, 2012; y Peropadre et al. 2012) en cuyo techo se dispone una superficie erosiva asociada a un proceso de marcada somerización indicada por la presencia de facies de calizas con carofitas y ostrácodos. Sobre estas facies aparece la Plataforma Furcata que se caracteriza por facies de corales y rudistas, y algunos niveles con orbitolinas. Se trata de un litosoma gruesamente estratificado, frecuentemente masivo y que en algunos afloramientos presenta cliniformas de pequeña escala (5-15 m) que indican una progradación general hacia el sur. Su techo es una superficie erosiva muy neta, que en Camarillas presenta una disposición plana con procesos de disolución localmente desarrollados, se trata del límite de secuencia LS-I. Por encima, la Plataforma Iraquia contrasta por su estratificación tabular, moderadamente bien definida en estratos y sets de estratos métricos. Este litosoma se caracteriza esencialmente por la presencia de frecuentes niveles con abundantes rudistas, casi siempre requienidos y con menos frecuencia niveles de polyconitidos, no obstante, las facies de corales, y rudistas y corales pueden ser localmente importantes.

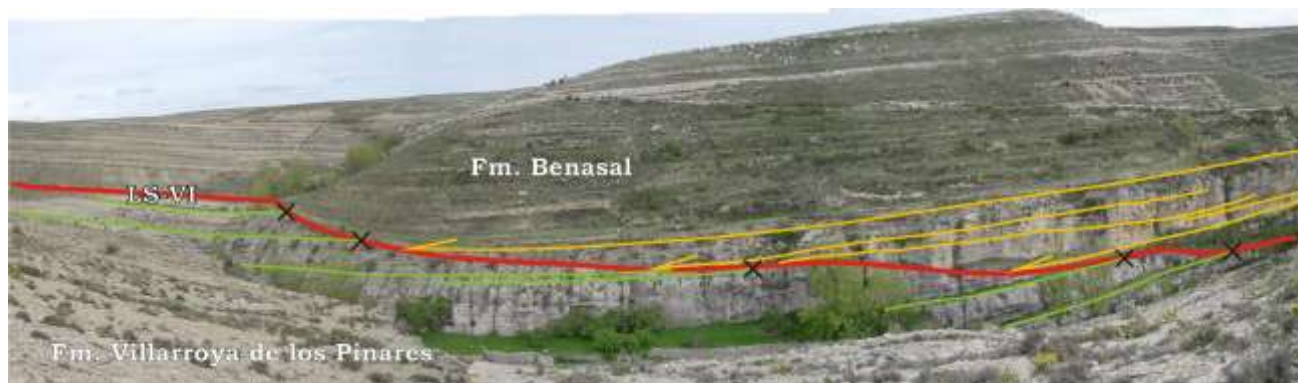


Figura 3. Parada 1, afloramiento de Camarillas, se observa el margen este del paleovalle asociado al límite de secuencia LS-VI. El relleno basal del paleovalle es un paquete de calcarenitas de tono ocre y por encima margas verdes (cubiertas).

En el afloramiento de Camarillas el techo de la Plataforma Iraquia es una superficie erosiva con paleorelieve (Fig. 3) que define un paleovalle de orientación N-S y con drenaje hacia el S. Corresponde al límite de secuencia LS-VI. La superficie erosiva presenta localmente un importante desarrollo de procesos de disolución que se identifican a mesoescala como porosidad de tipo channel de dimensiones centimétricas, penetran hacia abajo unos 50 cm y presentan un relleno típicamente de color rojizo en las superficies meteorizadas. El paleovalle se encaja hasta unos 60 m en la Fm. Villarroya de los Pinares y su relleno es transgresivo, con una primera fase de relleno de calcarenitas intra-bioclásticas groseras a la que suceden facies predominantemente de margas verdes con niveles de calizas margosas nodulosas con bivalvos y equinodermos irregulares (Fm. Benasal). Las calcarenitas presentan un desarrollo estratocreciente, con sets de estratificación cruzada de hasta varios metros en el techo, que se interpreta como un aumento de la batimetría.

PARADA 2. JORCAS ESTE

Al este de la localidad de Jorcás (Barranco de la Serna y Muela Seca), en la terminación meridional del Sinclinal de Camarillas (Figs. 1B y 2), se dispone una amplia franja de afloramientos de la Fm. Villarroya de los Pinares en la que se ha reconocido la presencia de 6 superficies de exposición subaérea erosivas, 5 de ellas presentan paleorelieve que definen paleovalles. La reconstrucción del afloramiento integra la cartografía estratigráfica sobre la ortofoto, sobre fotopanoramas (Figs. 3 y 4) y 4 columnas estratigráficas (Fig. 5). Estos tres elementos permiten definir la arquitectura estratigráfica de las superficies erosivas a partir de las relaciones de truncación y onlap de sus rellenos y también de las relaciones laterales de facies y su relación con la geometría de la superficie deposicional heredada a partir de los paleovalles.

Los paleovalles presentan magnitudes de encajamiento entre 9 y 27 m, y anchuras entre sus márgenes del orden de 500 m. De forma puntual se identifican procesos de disolución asociados a cada una de superficies erosivas identificadas con características similares a las mencionadas en el afloramiento de Camarillas.

Los rellenos de los paleovalles son también transgresivos, generalmente con una primera fase tabular calcarenítica que pasa lateralmente y hacia arriba a margas verdes con bivalvos infaunales, y una segunda fase de desarrollo de plataformas carbonatadas con facies fangosas de corales y rudistas. En algunos casos estas plataformas se adaptan al relieve erosivo heredado de los paleovalles, dando lugar a cliniformas progradantes o agradantes, que definen lo que hemos denominado pseudo-márgenes de plataforma. No se trata, por lo tanto, de verdaderos márgenes paleogeográficos de la plataforma (Peropadre, 2012). No obstante, los procesos sedimentarios asociados a estos pseudo-márgenes son similares a los que se encuentran en el margen de la plataforma.

Destaca la abundancia de facies de corales y rudistas en posiciones del topset. Los foresets son variables presentando facies de calcarenitas, facies de calizas ligeramente nodulosas con corales y pectínidos y facies floatstone bioclásticas calcáreas y calcáreo-margosas. Los bottomset presentan de calizas margosas nodulosas con ammonites. El afloramiento no permite apreciar el paso del bottomset a las facies más profundas, pero las relaciones estratigráficas sugieren que se tratan de facies de margas verdes con bivalvos, pectínidos y braquiópodos, y paquetes de margocalizas con escasas orbitolinas discoidales. En otros casos las plataformas se disponen tabulares sobre margas verdes, presentando facies de corales y rudistas en las que pueden ser abundantes los polyconítidos.

La primera fase de relleno se considera una fase transgresiva, correspondiente al cortejo transgresivo de facies (TST) aunque no se descarta que pudiera incluir parte del cortejo de nivel del mar bajo (LST). La segunda fase de relleno se interpreta como el cortejo de nivel del mar alto (HST) sin descartar que pueda incluir etapas iniciales del cortejo de caída (FSST). No obstante, existen algunas excepciones.

En el afloramiento de Jorcás Este no solo se observan los paleovalles apilados mencionados anteriormente, también se observa como algunas de las superficies erosivas vuelven a encajarse hacia el NE (Figs. 4 y 5).

PARADA 3. MIRAVETE DE LA SIERRA

El afloramiento de Miravete de la Sierra se encuentra en el paraje denominado Las Mingachas que se encuentra en el flanco oriental del Sinclinal de Camarillas (Figs. 1B y 2). En este afloramiento la Fm. Villarroya de los Pinares presenta una arquitectura estratigráfica similar a la de Jorcás aunque en este caso solo se aprecian con claridad 4 superficies erosivas con paleorelieve (LS-I, LS-II, LS-III y LS-VI; Figs. 6, 7 y 8) el resto no aparecen como superficies erosivas o no se han detectado como tales. Al igual que en Camarillas y Jorcás localmente se pueden encontrar evidencias de exposición subaérea asociadas a los límites de secuencia.

Las facies son muy similares a las de Jorcás, pero en este afloramiento los pseudomárgenes de plataforma están muy bien expuestos y permiten apreciar el paso lateral de las facies con rudistas y corales del topset, a las facies del foreset, generalmente mal estratificadas con corales y pectínidos, o con corales y polyconítidos. Casi siempre se trata de facies fangosas aunque en algunos casos aparecen calcarenitas grainstone y

packstone. Al igual que en Jorcas los foresets que definen las clinoforamas en este afloramiento están asociados a la progradación y/o agradación sobre un relieve erosivo heredado parcialmente de la incisión durante las caídas del nivel del mar. A diferencia de Jorcas que mostraba secciones transversales a los paleovalles, en Miravete los afloramientos presentan secciones longitudinales a las incisiones.

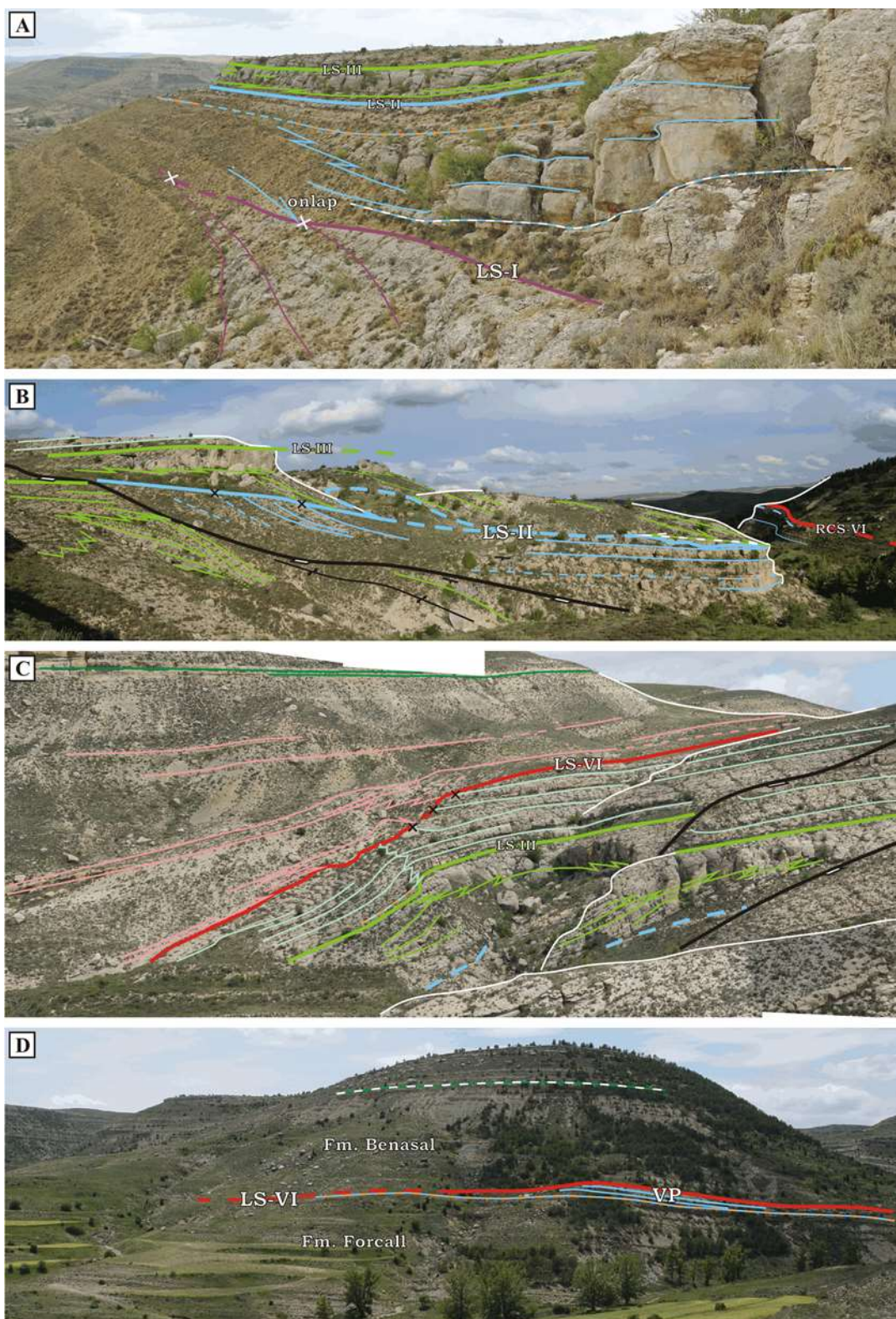


Figura 8. Parada 3, afloramientos de Miravete de la Sierra. A) Límite de secuencia LS-I en la columna MW-4. Se observa como la secuencia suprayacente progresa sobre el relieve erosivo. B) Límite de secuencia LS-II en la columna MW-3, se aprecia la truncación erosiva del topset y un surco erosivo sobre el bottomset de la secuencia II (azul). También destaca el marcado downlap de la secuencia III (verde) sobre el límite de secuencia. C) Límite de secuencia LS-VI, se aprecia el margen de un paleovalle de gran escala. D) Al sur del afloramiento de C, la incisión del límite de secuencia LS-VI erosiona completamente a la Fm. Villarroya de los Pinares (VP).

En este afloramiento es remarcable el desarrollo de zonas y superficies de downlap. La secuencia SD-II (Figs. 6B y 8) presenta una zona de downlap que separa dos episodios diferentes de la plataforma, que se han interpretado como un TST por debajo, y un cortejo regresivo de facies RST por encima. Consecuentemente, la zona de downlap representaría una zona de máxima inundación. La secuencia SD-III (Figs. 7 y 8) se dispone sobre la infrayacente mediante una marcada superficie de downlap que se ha interpretado como una superficie de límite de secuencia amalgamada con la superficie de máxima inundación.

El límite de secuencia LS-VI es una superficie erosiva que se incide profundamente en la Fm. Villarroya de los Pinares y, de hecho, la elimina completamente al S de este afloramiento, lo que implica una caída relativa del nivel del mar de, al menos, 70 m. Se trata del margen N de un paleovalle de 4 km de anchura que se extendía hasta los afloramientos de Jorcas. El relleno asociado a este paleovalle es relativamente complejo: hacia los márgenes del paleovalle es esencialmente de margas verdes con niveles de calizas margosas y margocalizas, hacia el S comienzan a aparecer cuerpos de calcarenitas que van predominando hasta constituir un potente paquete de calcarenitas de 40 m de potencia a unos 3 km de Las Mingachas. Este cuerpo calcarenítico presenta una tendencia general granodecreciente y en la base presenta un nivel de conglomerado con cantos de caliza centimétricos y matriz calcarenítica. Este conglomerado se interpreta como una facies aluvial retrabajada durante la fase transgresiva.

PARADA 4. VILLARROYA DE LOS PINARES

El corte de la Fm. Villarroya de los Pinares por la carretera TE-8008, en las inmediaciones del pueblo de igual nombre que la formación, representa el estratotipo de la unidad (Fig. 9). En este afloramiento se reconocen los litosomas Plataforma Furcata y Plataforma Iraquia. Presentan facies típicamente urgonianas. La Plataforma Furcata presenta en la base facies de calcarenitas groseras y, por encima, wackestone bioclásticos de corales y requiénidos. En la Plataforma Iraquia dominan las facies wackestone (mud-wacke a wacke-pack) frecuentemente bioclásticos, aunque en ocasiones dominan los miliólidos, y también hay niveles con orbitolinas cónicas frecuentes. Destaca la presencia de requienidos en gran abundancia y también varios niveles de polyconítidos que pueden constituir bioconstrucciones. Otra facies frecuente son los niveles de calizas margosas y margo-calizas bioturbadas que presentan texturas variadas (mudstone a wacke-packstone) peloidales-intraclásticas, bioclásticas u orbitolónicas. De forma ocasional aparecen niveles de corales y pectínidos que presenta texturas wackestone y wacke-packstone bioclástico. También aparece un único nivel packstone bioclástico con orbitolinas cónicas. Las secuencias típicas presentan 2-5 m de potencia, con un nivel fino bioturbado en la base y un set de estratos potente con rudistas en el techo, y que se interpreta como una parasecuencia.

A diferencia de las anteriores paradas, no existen superficies incisivas y la unidad presenta una arquitectura perfectamente tabular. Respecto a las superficies de exposición subaéreas, únicamente se ha identificado con claridad una y se ha correlacionado con límite de secuencia LS-III. Este límite de secuencia puede describirse como una superficie karstificada superficialmente, con porosidad channel de dimensiones centimétricas que pueden penetrar unos 30 cm en el sustrato. El relleno de la porosidad de disolución es transgresivo, con facies de wacke-packstone pel-intra-bioclástico con pequeños foraminíferos aglutinados.

RECONSTRUCCIÓN DE LAS OSCILACIONES RELATIVAS DEL NIVEL DEL MAR E IMPLICACIONES

Los afloramientos de la Fm. Villarroya de los Pinares de la subcuenca de Galve permiten realizar una estimación de las oscilaciones del nivel del mar que se produjeron en los diferentes afloramientos. Los paleovalles asociados a exposición subaérea permiten estimar una magnitud mínima de caída del nivel del mar mientras que los sedimentos acumulados por encima de ellos permiten hacer igualmente una estimación mínima de la subida relativa del nivel del mar subsiguiente. Además dado que la Fm. Villarroya de los Pinares presenta un espesor similar en el depocentro de la subcuenca de Galve se han podido combinar las curvas de cada afloramiento en una curva compuesta. Peropadre (2012) y Peropadre et al. (2012) han estimado la componente debida a la subsidencia (87 m/Ma) de forma que han obtenido una curva eustática aproximada (Fig. 10). Durante el final del Aptiense Inferior (Biozona Furcata) se produjeron oscilaciones del nivel del mar de alta frecuencia (al menos 7 ciclos en aproximadamente 1 Ma) y magnitud moderada a alta (10-100 m).

Los conocimientos actuales sobre la dinámica de las cuencas sedimentarias y sobre oscilaciones del nivel del mar permiten sugerir que las oscilaciones eustáticas interpretadas son incompatibles con un planeta sin casquetes polares. Se trataría de pequeñas masas de hielo que en total acumularían del orden del 30% del volumen de agua del casquete antártico actual. Otros mecanismos que pueden haber colaborado son oscilaciones de origen climático el volumen de agua almacenada en las cuencas continentales. Por otro lado, la oscilación del nivel mar de gran amplitud que se produce cerca del límite Aptiense Inferior-Superior requeriría un volumen de hielo superior al casquete antártico actual.

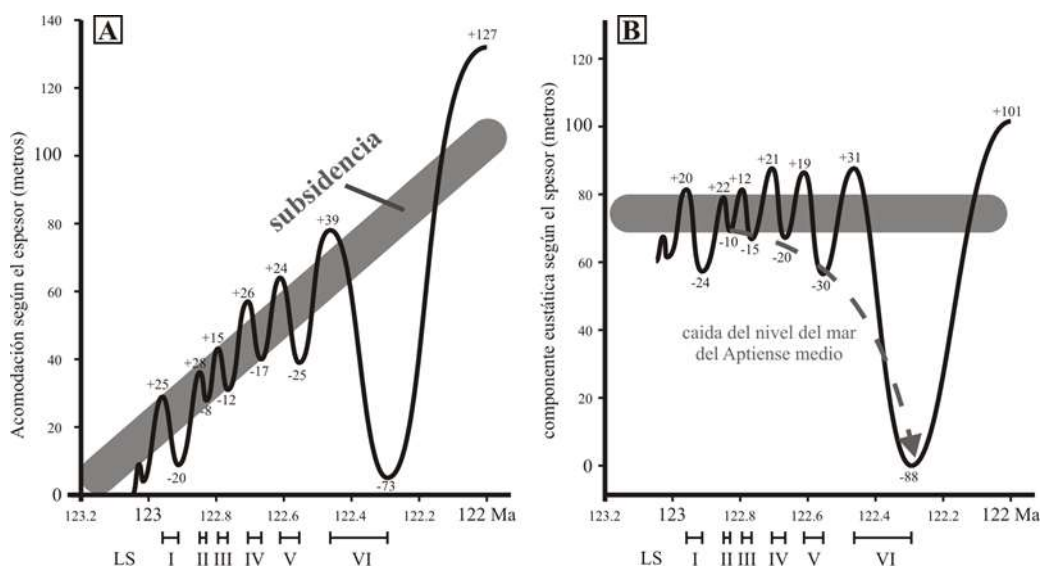


Figura 11. A) Reconstrucción de las oscilaciones relativas del nivel del mar en la subcuenca de Galve. B) Componente eustática del nivel del mar una vez restada la componente de la subsidencia.

Referencias

- Peropadre, C. (2012): El Aptiense del margen occidental de la Cuenca del Maestrazgo: controles tectónico, eustático y climático en la sedimentación. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid: 649 p.
- Peropadre, C., Meléndez, N., Liesa, C.L. (2008a): Variaciones del nivel mar registradas como valles incisos en la Formación Villarroya de los Pinares en la subcuenca de Galve (Teruel, Cordillera Ibérica): *Geo-Temas*, 10 (ISSN: 1567-5172).
- Peropadre, C., Meléndez, M.N., Liesa, C.L. (2012): Nuevas unidades estratigráficas del Aptiense en la cuenca del Maestrazgo (este de España). *Geo-Temas*, 13: p. 86
- Peropadre, C; Liesa, C.L., Meléndez, N. (aceptado, en prensa): High-frequency, moderate to high-amplitude sea-level oscillations during the late Early Aptian: insights into the mid-Aptian event (Galve sub-basin, Spain). *Sedimentary Geology*.
- Salas, R., Guimerà, J. (1996): Rasgos estructurales principales de la cuenca Cretácica Inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20 (7): 1704-1706.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic inversion (Iberian Chain). En: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson, S. Crasquin-Soleau (Eds.). *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Paris. *Mém. Mus. Natn. Hist. Nat.*, 186: 145-185.
- Soria, A.R. (1997): La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico inferior y su control estructural. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza: 363 p.

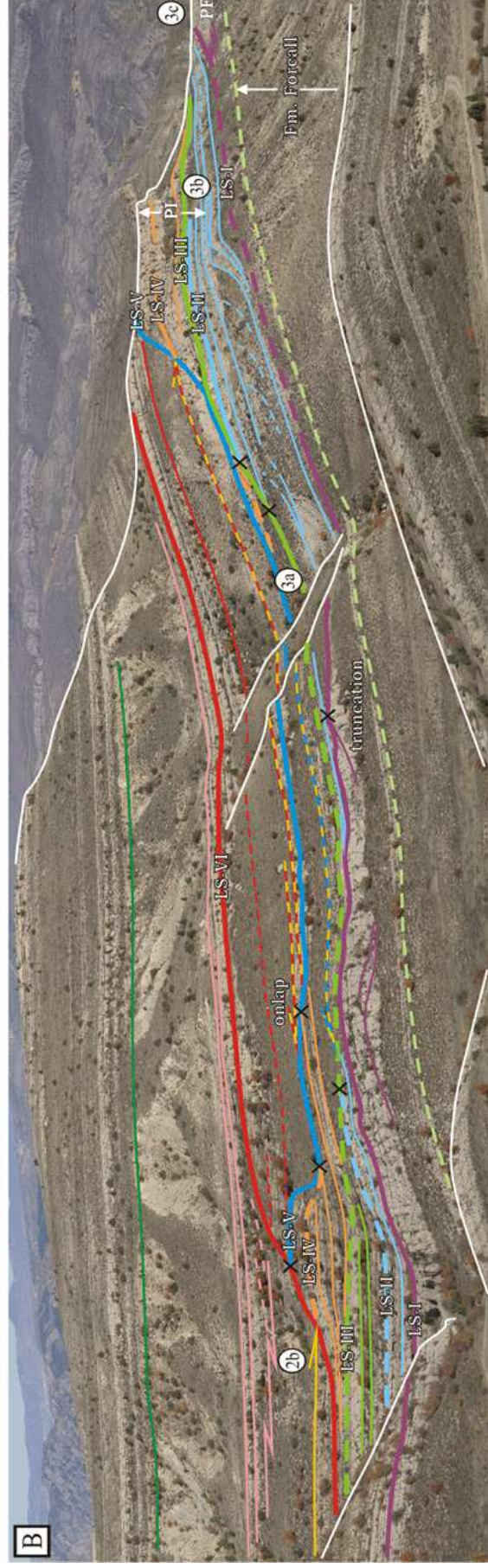


Figura 4. Parada 2, montaje fotográfico de la Fm. Villarroya de los Pinares en los afloramientos de Jorcas Este vista desde el oeste. Explicación en el texto. Los números indican las columnas de la figura 6. A y B se solapan en el entorno de la columna 2b. Las líneas de los niveles calcareníticos. PF, Plataforma Furcata; PI, Plataforma Iraquiá.



Figura 5. Parada 2, montaje fotográfico de la Fm. Villarroya de los Pinares en los afloramientos de Jorcas Este vista desde del este. Los números indican las columnas de la figura 6. A y B se solapan en el entorno de la columna JE-3. Las líneas de dos colores se sitúan en el techo de los niveles calcareníticos. PF, Plataforma Furcata;

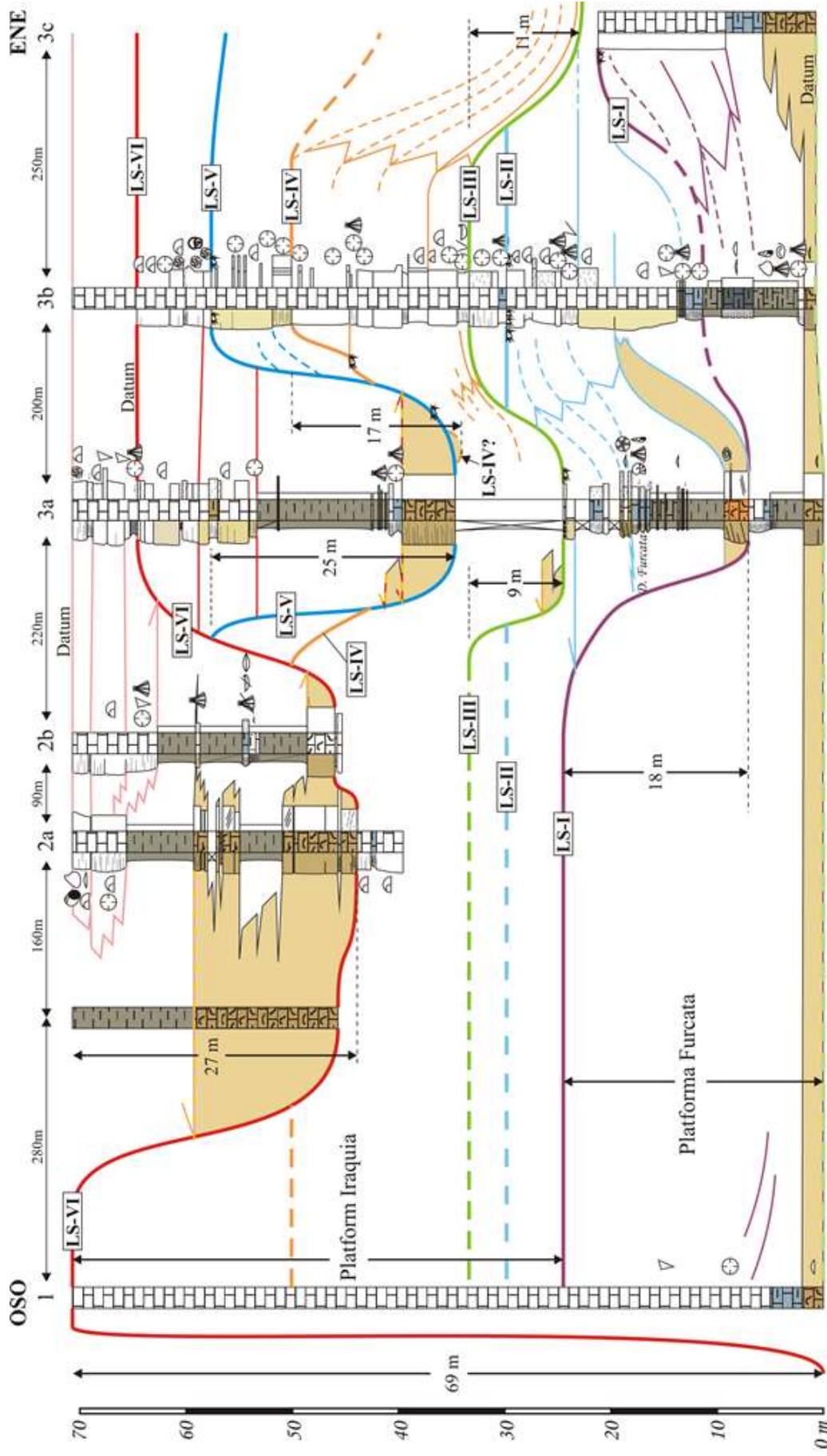


Figura 6. Parada 2, reconstrucción estratigráfica de los afloramientos de Jorcas Este. Se han destacado los niveles calcareníticos, que ayudan a destacar la presencia de paleovalles. También se indica la magnitud del encajamiento de cada paleovalle.



Figura 7. Parada 3, Miravete de la Sierra. A) Vista general del afloramiento. Ch, Fm. Chert; Fo, Fm. Villarroya de los Pinares; Be, Fm. Benasal. B) Zoom en la zona del afloramiento de la Fm. Villarroya, MW-1 a 4 indican la posición de las columnas de la figura 9.

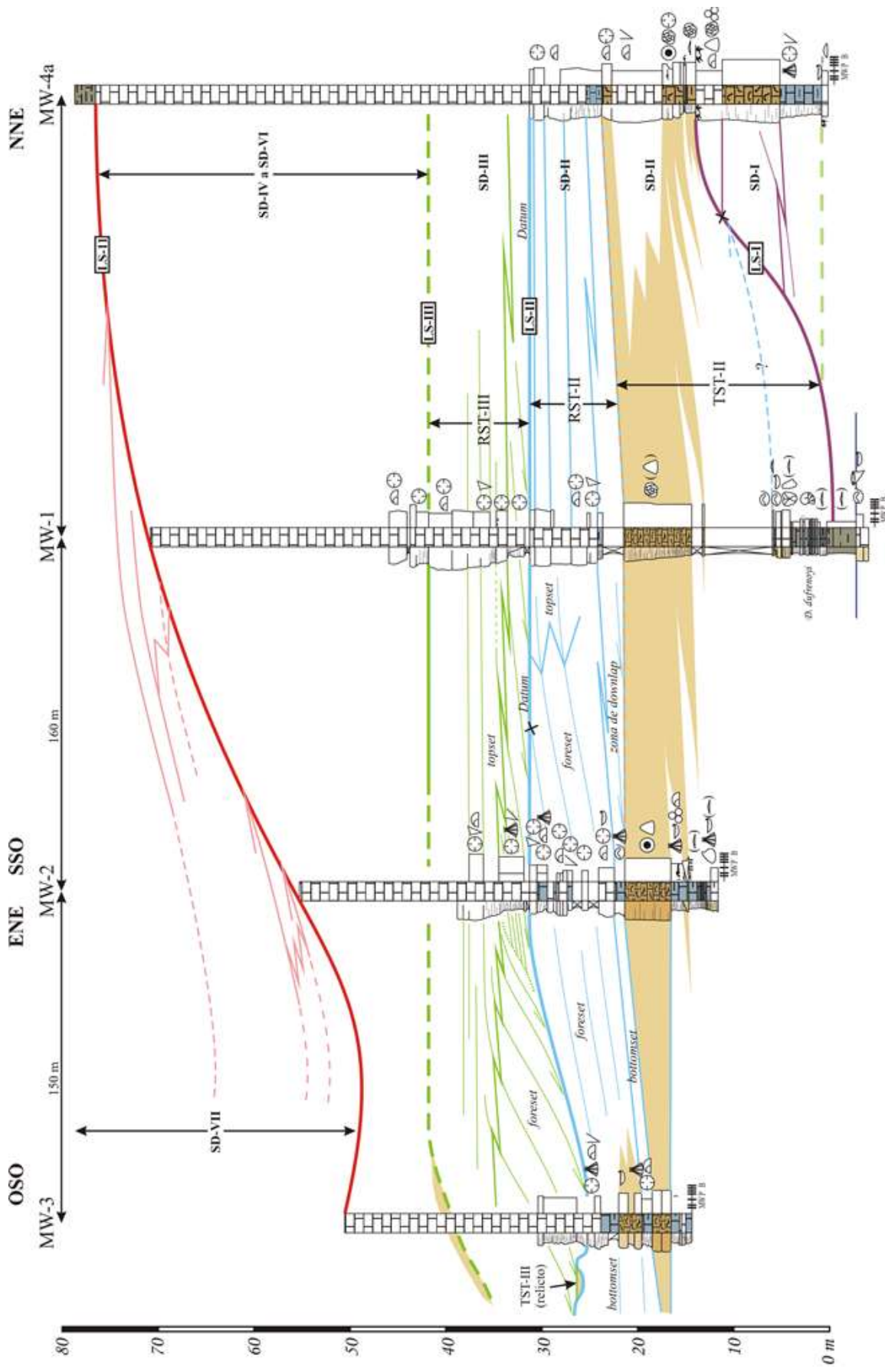


Figura 9. Parada 3, correlación de las columnas estratigráficas de Miravete de la Sierra mostrando la arquitectura estratigráfica interpretada.

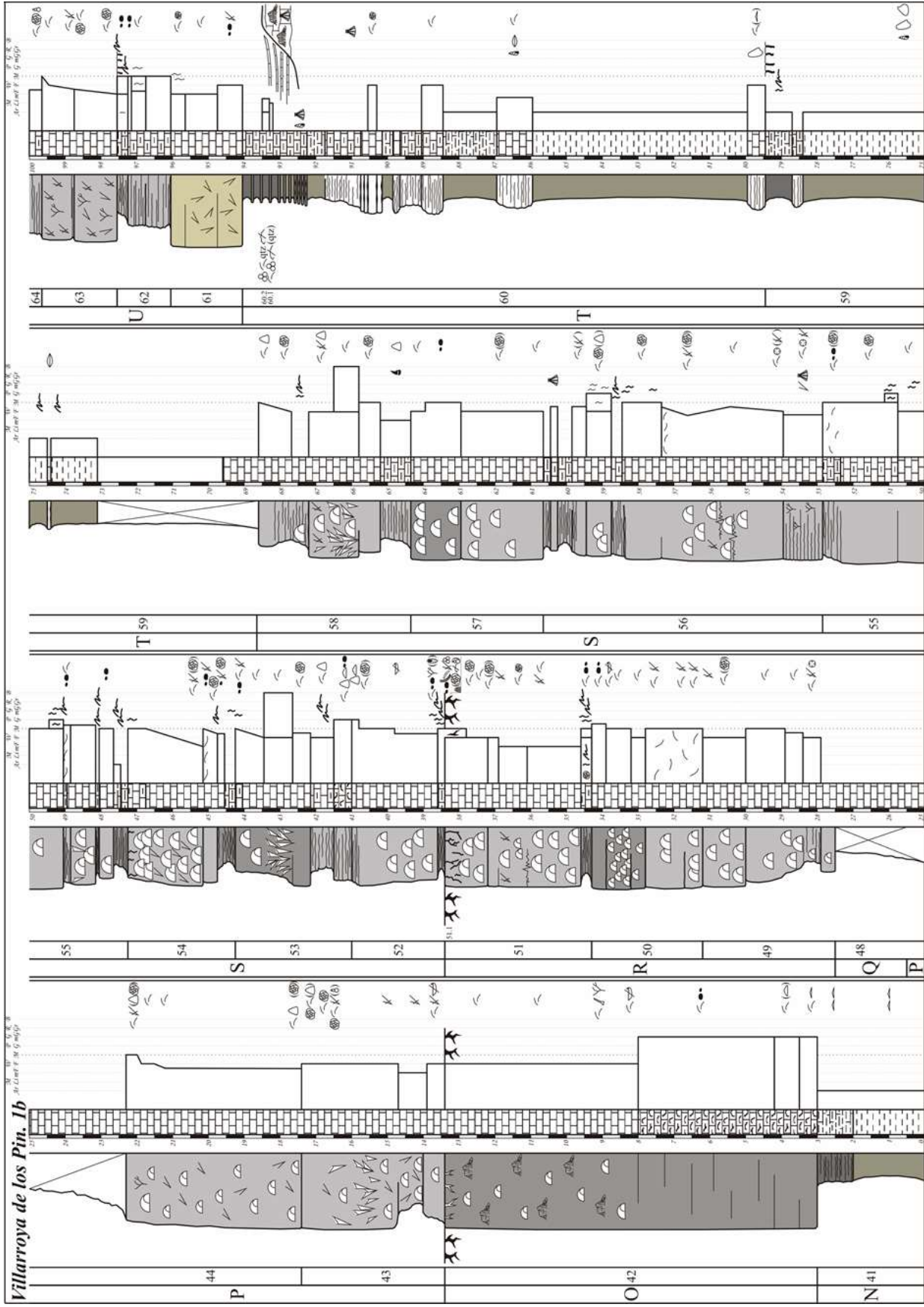


Figura 10. Columna estratigráfica de la Fm. Villarroya de los Pinares en su estratotipo.



CON LA COLABORACIÓN DE:

