Extraído de García, A. en García Cortés 2008. Memoria Proyecto Global Geosites. Informe inédito IGME.

GEOSITIO MZ-05. FUENTE LA PUERCA:

La sucesión estratigráfica del propuesto geositio de "Fuente la Puerca" comprende la parte superior del ciclo K3 (Albiense superior s.l.) y la parte inferior del ciclo C1 (Albiense terminal – Turoniense medio), en concreto los ciclos C1-1 (Albiense superior s.l.) y C1-2 Cenomaniense inferior). Las condiciones de afloramiento de estos materiales en este punto, con una magnífica y contrastada expresión morfológica de sus distintas fácies, hacen que sea el lugar en el que la ciclicidad (secuencias, rangos y tendencias) sea más fácilmente observable (García *et al., 1*996) (fig. 23)

Ciclo K3 (Albiense p.p.)

Es un ciclo sedimentario todavía poco conocido, a lo que sin duda colabora la peor calidad de sus afloramientos y un registro paleontológico más pobre. Solo recientemente ha sido individualizado (Vilas *et al., 1*998, Segura *et al., 2*002), y por ello los límites de este ciclo son muy imprecisos y aún se desconoce su articulación en ciclos menores. Su depósito esta limitado a la plataforma tethysiana de este margen de la Placa Ibérica y está presente solo en las zonas más orientales de la Cordillera, al Este de la fractura de Alfambra-Ademuz, considerada como la continuación de la Falla del Segre, tanto en el Maestrazgo como en la Ibérica Valenciana. Es un conjunto arcilloso, margoso y arenoso, con presencia de calizas detríticas y arenosas de colores ocres al techo, que pueden llegar en algunos puntos a ser la única representación (Carenas *et al., 1*994). Comprende en las zonas valenciana y castellana la Fm. Areniscas de Sácaras, y los Mbs. Calizas de Estenas y Margas de Losilla de la Fm. Calizas de Aras de Alpuente (Vilas *et al., 1*982). En El Maestrazgo y la Ibérica Central comprende según las zonas parte o la totalidad, de las Fm. Lignitos de Escucha (Aguilar *et al., 1*971), la Fm. Areniscas del Maestrazgo (Canerot 1982) y la Fm. Arenas de Utrillas (Aguilar *et al., 1*971). Todo el conjunto es equivalente al "complejo supraurgoniano" de la plataforma Vasco-Cantábrica, donde también sobre ellas existe una plataforma carbonatada del Albiense superior (Floquet 1982, Vilas *et al., 1*998, Salas *et al., 2*001, Segura *et al., 2*002).

Las Calizas, margas y areniscas de Sácaras (Vilas *et al., 1*982) es un conjunto heterolítico con predominio de las litologías mixtas carbonáticas-terrígenas, que puede alcanzar espesores de hasta 150 m, pero que generalmente presenta aproximadamente la mitad de esta cifra; hay calizas, (desde micrítas nodulares a calizas detríticas con laminaciones de corriente), dolomías, margas (mayoritariamente más o menos dolomíticas y arenosas), arcillas (en ocasiones carbonosas), areniscas con cemento carbonático y arenas que pueden llegar a ser microconglomeráticas; predominan los colores ocres, pero hay también tramos verdosos y blancuzcos; tiene en el paisaje una expresión cóncava de conjunto inconsistente; su contenido paleontológico es más bien pobre, pero variado, con ammonites, equínidos, braquiópodos, pelecípodos, gasterópodos, rudistas, briozoos, etc., y microfauna de orbitolinas, miliólidos y otros foraminíferos; son depósitos de una llanura parálica, con barras sublitorales y predominio de las condiciones de lagoon.

Las Calizas de Estenas (Vilas *et al., 1*982) están principalmente constituidas por calizas detríticas, calizas detríticas arenosas y areniscas calcáreas, con abundantes estructuras de corriente; hay también intercalaciones de micritas, margas y arcillas; su fauna fósil son ostreidos y otros bivalvos, gasterópodos, foraminíferos (orbitolinas y miliólidos); su espesor puede alcanzar casi los 100 m, pudiendo desaparecer por on lap sobre el substrato o por paso lateral a la Fm. Sácaras o al Mb. Losilla, y por todo ello es una unidad con una notable diacronía por su techo y base; son depósitos litorales de barras costeras y de áreas subtidales protegidas, y de plataforma interna..

Las Margas de Losilla (Vilas *et al., 1*982) es una unidad litoestratigráfica válida, pero por su heterocronía resulta secuencialmente más problemática. Según el afloramiento, o más bien, según el conjunto de afloramientos de una misma unidad tectónica regional que se considere, este paquete de sedimentos caracterizado tanto por su composición como por su expresión morfológica, se sitúa casi totalmente en este ciclo K3 (p. ej, Fuente de la Puerca, García *et al., 1*996), o puede estar totalmente integrado dentro del ciclo suprayacente C21 (p. ej., en su estratotipo, Carenas *et al., 1*989). Esta formada principalmente por margas y limos calcáreos con intercalaciones de calizas micritas nodulares y arenas finas; contiene escasa fauna (ostreidos, otros bivalvos, gasterópodos, etc.) y microfauna (orbitolinas, miliólidos, ostrácodos y caráceas); su espesor varía desde 25 a 3 m; son depósitos de plataforma interna carbonatada con abundantes aportes de terrígenos finos; pasa lateralmente a las Calizas de Estenas, Calizas de la Bicuerca y pierde su identidad dentro de las Arenas de Utrillas.

Los Lignitos de Escucha (Aguilar *et al., 1*971) es una unidad segregada del concepto de “Utrillas” de Hanne (1930). Su espesor en el área tipo puede alcanzar los 500 m, y está formada por: una alternancia de areniscas calcáreas y calizas arenosas, y de arcillas y margas con niveles de lignitos; alternancia de arcillas limosas y carbonosas varvadas y de areniscas finas, con algunos y delgados niveles de lignito, y de calizas; y por arenas y areniscas. En algunos afloramientos se han citado pelecípodos, gasterópodos y ammonites del Albiense superior (Canerot 1982).

Las Arenas de Utrillas es la unidad litoestratigráfica más citada en la bibliografía del Cretácico de la Cordillera Ibérica y de la cobertera del Macizo Hespérico. Su uso se extiende también desde la Cordillera Vasco-Cantábrica a las Catalánides, y desde el Sistema Central a las Cordilleras Béticas, y como consecuencia de ello, desde el Aptiense hasta el Santoniense. Hoy en día se aplica el término de “Utrillas” a cualquier conjunto arenoso infrayacente a los litosomas carbonáticos del “Cretácico superior s.l.”, y está tan arraigado este tema, que hasta se cita y cartografía “Utrillas” en afloramientos en los que no está presente (p. ej., Estrecho de Paredes en la Sierra de Altomira). Por tanto, los materiales que en la bibliografía se incluyen en esta unidad, pueden pertenecer a los ciclos K2-2, K2-3, K3, C1-1, C1-2, C1-3, C1-4, C1-5, C1-6, C2-1, C2-2, C2-3. Resulta por tanto imposible resumir aquí todas las relaciones de yacencia y de paso lateral de las “Arenas de Utrillas”, y la descripción generalista de las características de los muchos cuerpos sedimentarios que la componen, es solo una obviedad conocida por todos (ver, entre otros, Aguilar *et al., 1*971, Canerot *et al., 1*982, Robles 1982, García Mondejar 1982, Floquet *et al., 1*982, Vera *et al., 1*982, García *et al., 1*989, Gil *et al., 1*993, Gil y García 1996).

En las Catalánides este ciclo sedimentario parece no estar representado (García *et al., 1*989) ni tampoco en la Unidad de la Demanda-Cameros (Floquet 1991).

Este ciclo K3 es una etapa de grandes aportes terrígenos a las cuencas sedimentarias, sin una causalidad reconocida y admitida por todos los autores. El hecho de que las variaciones de espesores dentro de la cuenca sedimentaria, sean mayores que en los ciclos infra y suprayacentes, apuntan a una reactivación de la tectónica sinsedimentaria durante el Albiense, a la que podrían ir ligados estos aportes masivos de terrigenos. En cualquier caso, su depósito es también el reflejo del ascenso eustático del Albiense superior.

Ciclo C1 (Albiense Terminal – Turoniense Medio)

Con este ciclo comienza el "Cretácico superior evolutivo" en la Cordillera Ibérica, cuya sedimentación es claramente el resultado conjunto de la tectónica y el eustatismo.

Por un lado, la microplaca Ibérica se encuentra inmersa en la apertura del Margen Cantábrico-Pirenaico, en el inicio la estructuración de los Pirineos (Puigdefábregas y Souquet 1986) y de un importante cambio en la tendencia evolutiva de las Cordilleras Béticas (Fontboté y Vera 1983). Esta coyuntura tectónica condiciona las relaciones paleogeográficas de la Cuenca Ibérica. Por ello, la apertura de la cuenca oceánica del Golfo de Vizcaya durante el Albiense – Cenomaniense, origina que la microplaca Ibérica realice una rotación antihoraria, se desplace hacia el Este y se incline hacia el NW. La conjunción de este basculamiento con el ascenso eustático, dá como resultado la primera comunicación paleogeográfica clara entre los dominios Tethysiano y Atlántico a lo largo de la Cuenca Ibérica. En los finales del Cenomaniense la inclinación de la Cuenca Ibérica hacia el NW llega a ser tan importante, que la Cuenca Ibérica se abre hacia el margen cantábrico y deja de estar prácticamente conectada con el Tethys. Este hecho unido al continuo ascenso eustático, hace que posteriormente, los depósitos Atlánticos alcancen hacia el sur las áreas mediterráneas de la Cordillera Ibérica, (Segura *et al., 1*989).

Por otro lado, los procesos eustáticos son los que originan el relleno sedimentario, principalmente marino (García *et al., 1*996). La Cuenca Ibérica es totalmente invadida por el mar durante el Cretácico superior, que penetra como consecuencia una sucesión de ascensos eustáticos, que tienen su máximo, reconocido a nivel global, en el Turoniense inferior. Por ello extensas áreas continentales quedan cubiertas por mares someros, y que dan lugar al desarrollo de una extensa plataforma marina, que en algunos intervalos llegó a enlazar los márgenes Vasco-Cantábrico (Pirineos y Cantábrica oriental) y Tethysiano (Prebético y Catalánides). La Cuenca Ibérica se va a ir rellenando principalmente con depósitos carbonatados someros, principalmente calizas y dolomías, aunque también se van a depositar unidades margosas, cuerpos con sales y cuñas terrígenas, estas últimas adosadas al Macizo Hespérico (García *et al., 1*989 y Ruiz *et al., 1*994).

El ascenso del nivel del mar, el eustatismo, es por tanto un factor mas importante que la tectónica en el desarrollo de las plataformas carbonatadas del Cretácico superior de la Cordillera Ibérica. La tectónica nunca ha sido tan importante como para encubrir los reiterados episodios de ascenso del nivel del mar, ni como para generar variaciones bruscas de fácies entre las sucesiones sedimentarias de los distintos sectores (García *et al., 1*996). Hay sin embargo una tectónica activa local, que solo se reconoce en algunos afloramientos, como p. ej. las paleofallas del Moscardón. Pero la tectónica global,

aunque menos espectacular, es mucho más importante, pues es la que origina los lentos y graduales cambios en la configuración de la cuenca sedimentaria durante todo el Cretácico Superior, que determinan la distribución de los cinturones de fácies y depocentros (Segura *et al., 2*002).

La cuenca sedimentaria del Cretácico superior se localiza inicialmente en la misma posición y con la misma dirección que actualmente tiene la Cordillera Ibérica, pero existe un desplazamiento en sus depocentros a lo largo del Cretácico superior, de Este a Oeste. La causa de este hecho es la deformación de la Microplaca Ibérica, atribuido a dos causas: de una parte, por el inicio de la compresión alpina, y por otro lado, por la compensación isostática consecuente a la acumulación de los sedimentos. Este hecho produce un desbordamiento de los mares cretácicos someros, que superando los límites de la Cuenca Ibérica inicial y se extienden sobre el Macizo Hespérico, llegando a alejar más de 150 km sus límites iniciales. Estos materiales están hoy en día debajo las cuencas cenozoicas del Duero y Tajo, pero ellos afloran en los límites de estas con los sistemas alpinos (García *et al., 1*996), en las provincias de León, Ávila, Madrid y Toledo.

Dentro de este ciclo sedimentario (C1) pueden diferenciarse seis secuencias deposicionales o ciclos menores, de los cuales, los cuatro primeros (C1-1, C1-2, C1-3 y C1-4) se sitúan por debajo del máximo transgresivo del megaciclo (Ruiz *et al.*, 1994) y los dos últimos (C1-5 y C1-6) lo hacen por encima.

Los cuatro primeros ciclos sedimentarios (Albiense sup. a Cenomaniense med. – sup.) están formadas por calizas de plataforma marina abierta hacia el Tethys en el Maestrazgo y en el Sector Valenciano (Carenas *et al., 1*989). En las zonas centrales y septentrionales de la Cordillera, ellos están constituidos por depósitos de plataforma mixta carbonatada-terrígena, aunque con predominio de los términos carbonáticos (García *et al., 1*989 a). Se trata de depósitos transgresivos con anatomía tabular, de fácies calcáreas y dolomíticas, y que “onlapan” tanto sobre los umbrales del Surco Ibérico como sobre su margen occidental (Macizo Hespérico). Estos depósitos se agrupan en tres unidades litoestratigráficas, Mb. Calizas de la Bicuerca (de la Fm Aras de Alpuente), Fm. Dolomías de Alatoz y Fm. Dolomías de Villa de Vés (Vilas *et al., 1*982, Carenas 1994, García *et al., 1*989).

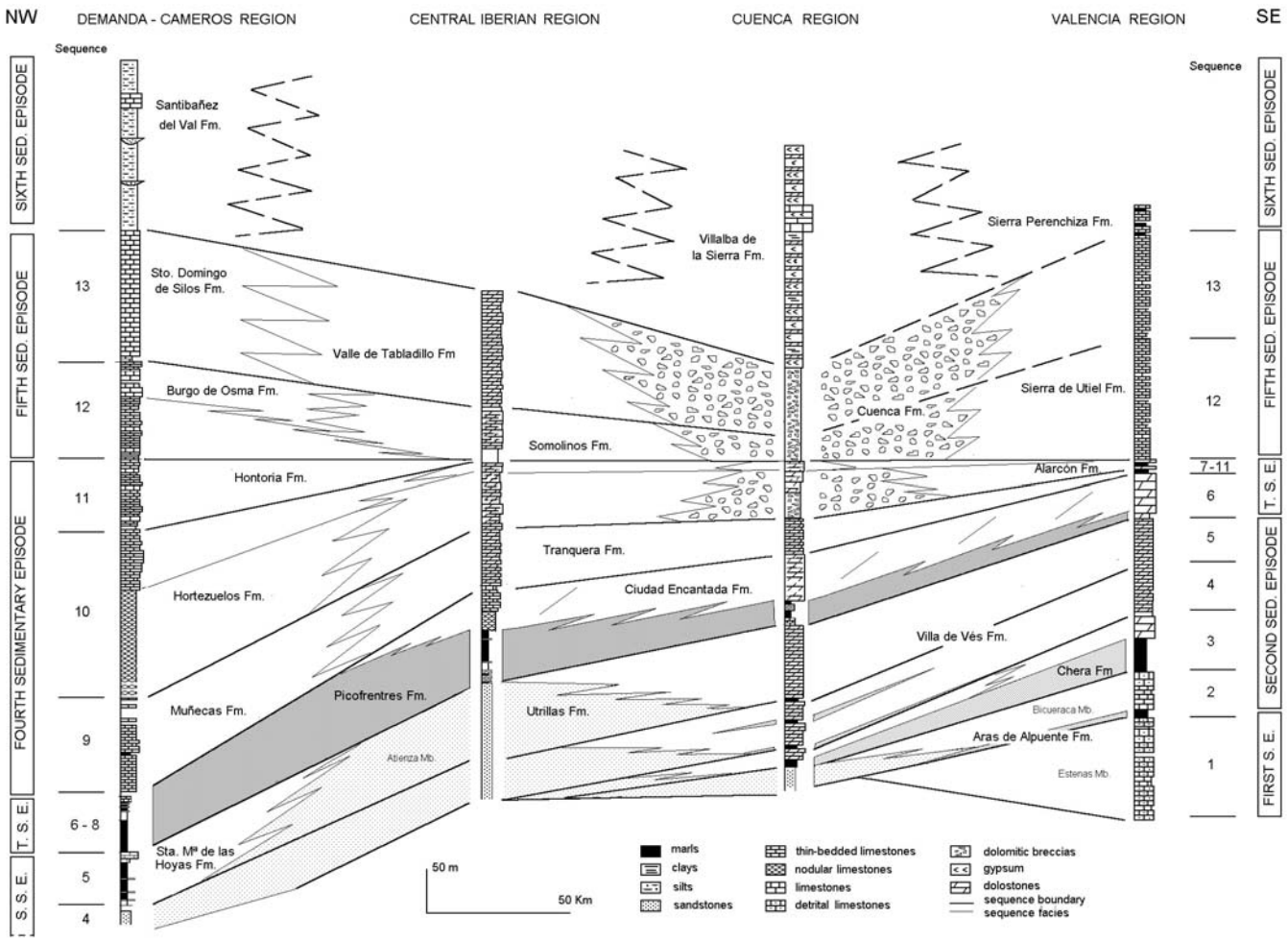


Figura 24.- Unidades litoestratigráficas en el Cretácico superior de la Cuenca Ibérica (Segura *et al.*, 2002)

Intercalados entre estas tres unidades carbonáticas, y subdividiendo en subconjuntos menores la última de ellas, aparecen unos cuerpos de roca margosos, que por su gran continuidad lateral y por cruzar los cambios de fácies, se les ha asignado el rango de Capas: Fm. Margas de Chera, y Capas de Margas de Pinarueco, de Margas de Poveda y de Margas de Pozuel (García *et al., 1*986-87). Son con frecuencia difíciles de distinguir unas de otras por sus características litológicas, y representas los depósitos residuales generados durante las discontinuidades estratigráficas ligadas a los mínimos eustáticos. Desaparecen lateralmente al ser sustituidas la por cuñas terrígenas hacia los bordes de la cuenca sedimentaria. La unidad más característica y patrón de todas ellas es la Fm. Margas de Chera (Vilas *et al., 1*982).

La sedimentación de los dos últimos ciclos (Cenomaniense sup. a Turoniense inf.) es la consecuencia del repunte y posterior caída del gran ascenso eustático global del Cenomaniense terminal, y por ello se encuentran en estos ciclos los depósitos más marinos de todo el Cretácico de la Cordillera Ibérica, la Fm. Margas de Picofrentes (Floquet *et al., 1*982). Ellas son en esta cuenca sedimentaria el equivalente de unidades singulares del Dominio Mesogeo, como el Nivel Thomel del Dominio Alpino Occidental, Fácies Bahloul en el Norte de África, etc.). En la zona central de la Cuenca Ibérica, los primeros sedimentos de este ciclo pertenecen al ámbito Tethysiano, al entrar el mar desde la plataforma meridional de la placa. Pero contemporáneo con este hecho eustático, se produce un basculamiento de origen tectónico de la Placa Ibérica hacia el

Noroeste, que en principio se relaciona con el inicio de la Compresión en las Cordillera Béticas (Vilas *et al., 1*983), y que abre ahora la cuenca hacia el Norte y la sedimentación pasa a estar vinculada con la plataforma Vasco-Cantábrica desde el Cenomaniense terminal, y por ello el Domino Atlántico se extiende ahora hasta Valencia.

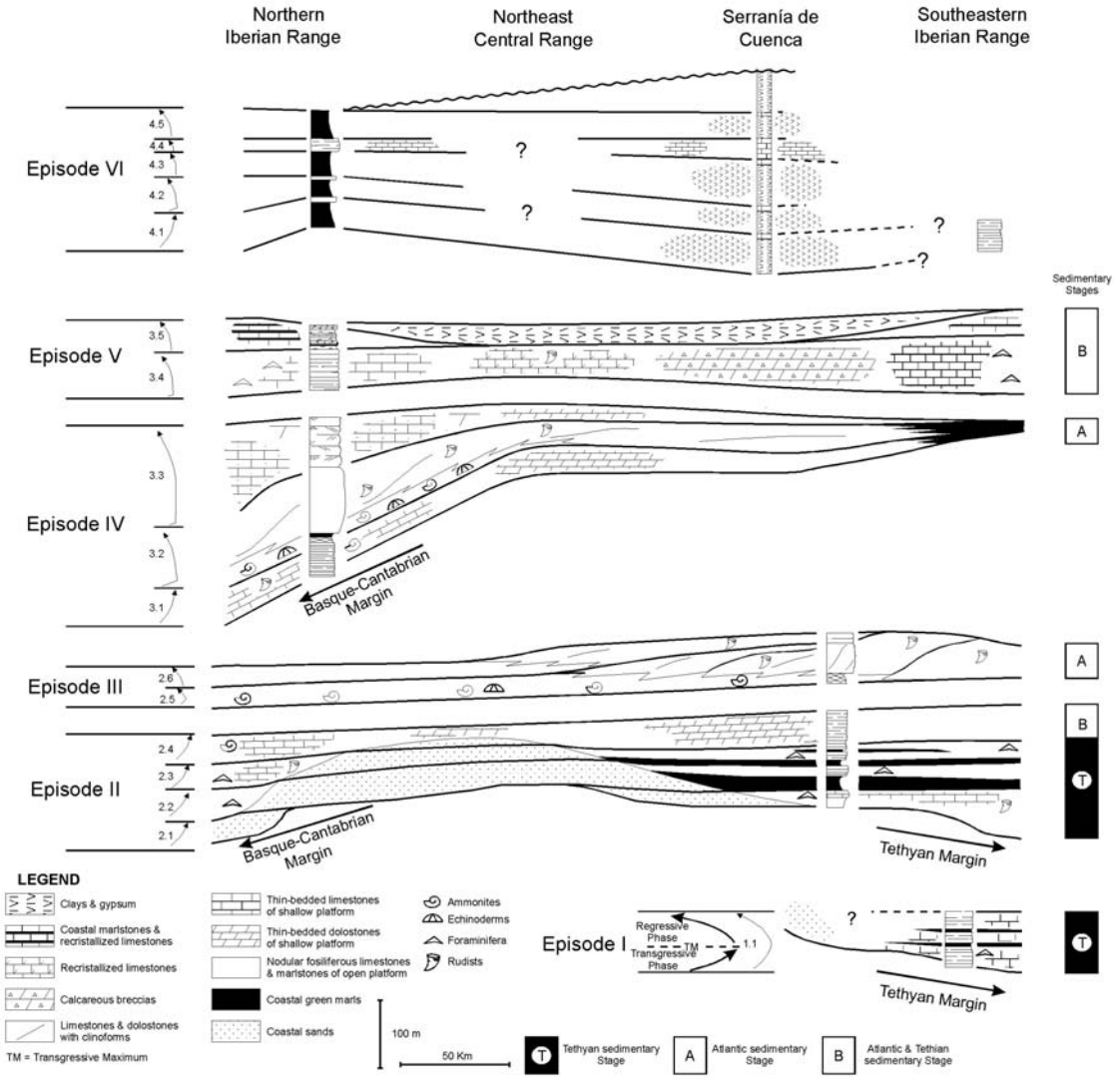


Figura 25.- Episodios sedimentarios (derecha), y secuencias deposicionales de 2º y 3º orden (izquierda) reconocidas en el Cretácico Superior de la Cuenca Ibérica (Segura *et al., 2*002).

No siempre a lo largo de toda su superficie, las discontinuidades sedimentarias que separan los ciclos coinciden con los límites de las unidades litoestratigráficas, es más, a nivel de detalle esto solo sucede en contados puntos (ver p.ej., García *et al., 1*993, García *et al., 1*996) En este trabajo este hecho se simplifica, y solo en el caso de las unidades litoestratigráficas con los límites más alejados de las superficies de discontinuidad, o de los lugares muy conocidos, se hace mención de ello. Por un lado, porque sino se extenderían y complicarían las descripciones hasta resultar prácticamente inmanejables, y por otro lado, porque los conocimientos de la estratigrafía de determinados intervalos del Cretácico o de su totalidad en algunos sectores de la Cordillera Ibérica, si bien es suficiente para suponer el diacronismo de dichos límites, no lo es tanto para precisar su valor y concretarlo a nivel de afloramientos determinados.

Ciclo C1-1 (Albiense Supreior s.l.)

Esta formado principalmente, en los depocentros de las subcuencas sedimentarias, por el Mb. Calizas de la Bicuerca (parte superior de la Fm. Aras de Alpuente, Vilas *et al., 1*982) en la Ibérica Valenciana y por los términos superiores de la parte inferior de la Fm. Calizas de Mosqueruela (Canerot *et al., 1*982) en el Maestrazgo. Hacia los bordes de la cuenca sedimentaria, ambos cuerpos de roca pasan lateralmente a formar parte de la Fm. Arenas de Utrillas, aunque no siempre de la totalidad de la misma. Por su base contiene también la parte superior del Mb. Margas de Losilla (Vilas *et al., 1*982) y por su techo la parte inferior de la Fm. Margas de Chera (Vilas *et al., 1*982) En el resto de la Cordillera Ibérica no está presente por ausencia de depósito.

Las Calizas de la Bicuerca (Vilas *et al., 1*982) están formadas principalmente por calcarenitas y calcarenitas arenosas, en ocasiones con estratificación cruzada planar, calizas finas con estratificación nodular, y en menor proporción, areniscas calcáreas y margas. Contiene abundante fauna rodada o fragmentada, destacando los foraminiferos (orbitolinas), rudistas y ostreidos. Disminuye su espesor hasta desaparecer, hacia el noroeste, oeste y suroeste, por cambio lateral por su base a las Arenas de Utrillas, y hacia los umbrales del norte y noreste, por on lap sobre el infrayacente, que pueden ser materiales hasta jurásicos y triásicos. Son depósitos de barras costeras y zonas protegidas de una plataforma interna carbonatada y litoral.

Las Calizas y margas de Mosqueruela (Canerot 1982) es una extensa y plurifacial unidad litoestratigráfica, que con una cierta concepción de fondo de saco, recoge todo el conjunto de materiales suprayacentes a los Lignitos de Escucha o a las Arenas de Utrillas, y que se sitúan por debajo de las inequívocas Dolomías del Barranco de los Degollados. Puede alcanzar un espesor próximo a los 200 metros, comprende varios Miembros y contiene cuerpos de roca formados por: calizas detríticas ocres; margas grises con intercalaciones de arenas y areniscas; margas verdes o amarillentas con ostreidos; calizas lajosas y nodulares con foraminíferos (prealveolinas), etc. Obviamente representa un amplio espectro de ambientes litorales o marinos someros y se correlaciona y pasa lateralmente a varias unidades de otros sectores de la Cordillera Ibérica.

Ciclo C1-2 (Cenomaniense Inferior s.l.)

En la Ibérica Castellana y Valenciana está constituido por la parte superior de la Fm. Margas de Chera y la totalidad de la Fm. Dolomías de Alatóz.

Las Margas de Chera (Meléndez *et al., 1*974, Vilas *et al., 1*982) es un conjunto litológico morfológicamente muy significativo por su inconsistencia y cartográficamente muy utilizado por su continuidad; está constituido en su mayor parte arcillas dolomíticas de un acusado y muy significativo color verde y azoicas, a las que acompañan, sobre todo en la base y hacia el Este, margas grises y beiges, en ocasiones fosilíferas; hay también intercalaciones de bancos de calizas, generalmente con bioturbaciones y fauna y microfauna marina, y de dolomías con estromatolitos y paleosuelos; contiene orbitolinas, equínidos, braquiópodos, ammonites, y caráceas; desaparece hacia el W por cambio lateral a las Arenas de Utrillas; es un episodio de sedimentación residual (García *et al., 1*978) generado durante un “lowstand” (García *et al., 1*986-87), que sedimentológicamente puede identificarse con unas condiciones de sedimentación de plataforma interna carbonatada y tranquila, con fuerte llegada de

material terrígeno fino, y en unos ambientes de lagoon protegido y restringido y de llanura de marea fangosa (Vilas *et al., 1*982).

Las Dolomías de Alatóz (Vilas *et al., 1*982) es cuerpo de roca que se individualiza en el registro estratigráfico más su expresión morfológica, pues aflora como un acantilado entre unidades menos consistentes, que por las fácies que lo componen. Con un espesor medio de unos 18 m , presenta una neta estructura estrato creciente y son dolomías grisáceas con escasos restos de fauna. Pierde espesor y se carga en terrígenos hacia el oeste y suroeste, y pierde su carácter dolomítico hacia el noroeste y norte, presentando fácies similares a las de las Calizas de la Bicuerca, teniendo sus sedimentos la misma génesis.

En el Maestrazgo se han incluido estos mismos depósitos en la Fm. Calizas y margas de Mosqueruela (Canerot 1982).

PROYECTO GLOBAL GEOSITES-ESPAÑA
FICHA DE PUNTO DE INTERÉS GEOLÓGICO

Última Modificación: 14/08/2002

Código de Geosite: MZ-05

Código PIG: MZ-05

Denominación: Fuente la Puerca

Paraje: Fuente la Puerca

Término Municipal: Chera

Provincia: Valencia

Comunidad: Comunidad Valenciana

País: España

Coordenadas UTM: **X:** 676360 , 676650 **Y:** 4382550 , **Huso:**

Coordenadas Geográficas **Latitud** 43º37'27", 43º37'30" **Longitud:** º48'51" O , º48'38" O

Altitud: 750 m , 850 m

Hoja MTN50; Cuadrante: 694 , 4

Exposición: Ladera de un barranco

Superficie: 0,1 - 10 ha

Contexto geológico: Series Mesozoicas de las Cordilleras Bética e Ibérica

Unidad geológica: Cordillera Ibérica (Sector valenciano)

Tipología: Sucesión sedimentaria

Interés principal: ESTRATIGRAFICO

Cronoestratigrafía del rasgo: Albiense superior-Cenomaniense inferior

Cronoestratigrafía del encajante:

PIGs relacionados:

Descripción de interés principal:

Es el mejor y más conocido afloramiento cretácico de la Cordillera Ibérica en el estudio de los ciclos sedimentarios que regulan en sus plataformas carbonatadas la distribución vertical de las facies y de los espesores de sus cuerpos de roca.

Justificación temática:

La estratigrafía secuencial, la estratigrafía secuencial de alta resolución y la cicloestratigrafía, son conceptos actualmente en auge y desarrollo dentro de la estratigrafía y sedimentología. Es una sucesión sedimentaria con una compleja distribución vertical de facies y de espesores, en la que se identifican de tres rangos de ciclos sedimentarios superpuestos, cuyo patrón de apilamiento es identificable en el resto de las sucesiones estratigráficas de la misma edad de toda la Cordillera

Ibérica.

Interés secundario:

Divulgativo

Interés no geológico:

A su alrededor hay paisajes de gran belleza, con un relieve agreste, unidades boscosas de considerable densidad y antigüedad, y usos del suelo rurales tradicionales con bajos impactos. Está situado a 30 km de la autovía Madrid – Valencia, a entre las localidades con interés turístico de Requena y Chulilla, y dentro del área de denominación vinícola Utiel – Requena.

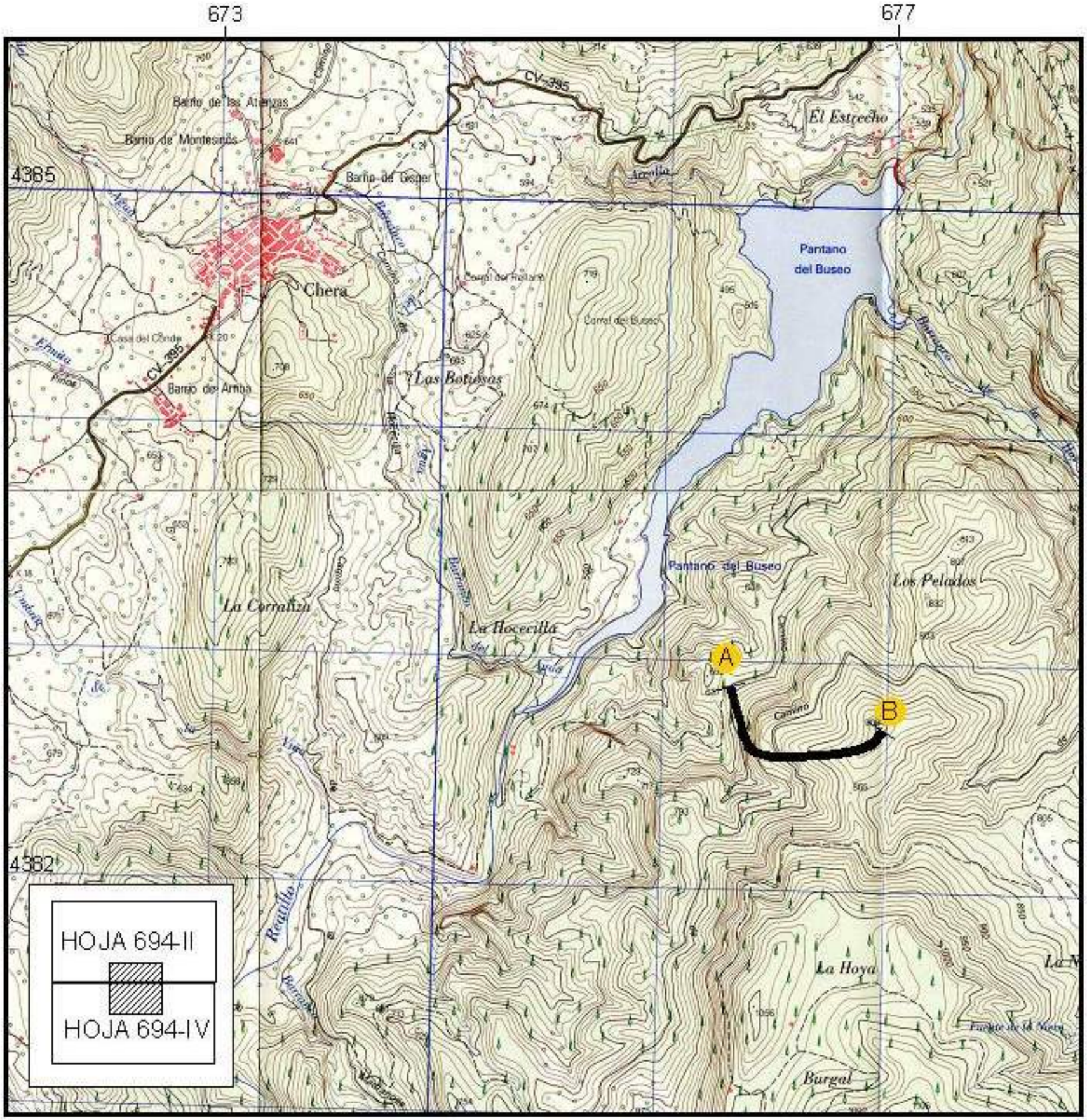
Autor(es) de la propuesta: Alvsaro García

BIBLIOGRAFÍA

Á. García, M. Segura, J.F. García-Hidalgo and B. Carenas,(1993): Mixed Siliciclastic and Carbonate Platform of Albian-Cenomanian Age from the Iberian Basin, Spain.In: Cretaceous Carbonate Platforms, (Ed. by T. Simo et al.), 255-269.

Á. García, M. Segura and J.F. García-Hidalgo,(1996): Sequences, Cycles and Hiatuses in the Upper Albian-Cenomanian of the Iberian Ranges (Spain): a Cyclostratigraphic approach.Sedimentary Geology, 103, 175-200.

García,A., Segura, M., Calonge, A., y Carenas, B.,(1989): Unidades Estratigráficas para la oirganización de la sucesión sedimentaria de la plataforma del Albiense-Cenomaniense de la Cordillera Ibérica, In: J. A. Vera, Ed., División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas.Rev. Soc. geol. España, 2 (3-4), 303-330

Otras fuentes de información:

PUNTO DE INTERÉS GEOLÓGICO: **FUENTE LA PUERCA (MZ-05)**