



REINTERPRETACIÓN ESTRATIGRÁFICA Y SEDIMENTOLÓGICA DE LAS FORMACIONES ESCUCHA Y UTRILLAS DE LA CORDILLERA IBÉRICA

Juan Pedro Rodríguez-López¹, Nieves Meléndez¹, Ana Rosa Soria², Poppe L. de Boer⁴

¹Grupo de Análisis de Cuencas Sedimentarias. Departamento de Estratigrafía-Instituto de Geología Económica. UCM-CSIC. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria, 28040, Madrid.

jprodrig@geo.ucm.es, nievesml@geo.ucm.es

²Grupo de Cuencas Sedimentarias Continentales. Área de Estratigrafía. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12, 50.009, Zaragoza. *anasoria@unizar.es*

³Sedimentology Group. Department of Earth Sciences, Utrecht University, Budapestlaan 4, 3584 CD Utrecht, The Netherlands. *pdeboer@geo.uu.nl*

Resumen: El desarrollo de un sistema desértico arenoso (*erg*) cretácico ha sido reconocido a partir de estudios estratigráficos, sedimentológicos, paleoclimáticos, paleogeográficos y de relación tectónica-sedimentación en las Formaciones Escucha y Utrillas. Estos estudios indican que los potentes tramos arenosos, con tramos arcillosos y limosos de la parte superior de la Formación Escucha y totalidad de la Formación Utrillas en su área tipo y sectores adyacentes (Provincias de Teruel, Zaragoza y Soria), constituyen el registro sedimentario del primer sistema desértico arenoso (*erg*) cretácico de Europa. El sistema desértico arenoso se desarrolló sobre la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) que se encuentra estratigráficamente dentro del registro de la Formación Escucha y marca la desaparición regional de los tramos de carbón que se explotan en la Comarca de las Cuencas Mineras de Teruel. Esta superficie está asociada a procesos de exposición subaérea, erosión y tectónica sinsedimentaria, y ha sido reconocida tanto en subsuelo como en superficie a lo largo de más de 230 km.

Esta Superficie de Discontinuidad Regional separa dos sucesiones sedimentarias: una Sucesión Sedimentaria Inferior (SSI), formada principalmente por arcillas y limos que contienen tramos de carbón, areniscas y carbonatos y una Sucesión Sedimentaria Superior (SSS) formada por areniscas y en menor proporción por arcillas y limos grises.

La Sucesión Sedimentaria Inferior (SSI) abarca la parte inferior y media de la Formación Escucha de Pardo (1979) y contiene los tramos de carbón que siguen siendo explotados hoy día en la Comarca de las Cuencas Mineras de Teruel.

Esta Sucesión Sedimentaria Inferior se encuentra estratigráficamente entre las plataformas urgonianas en la base (Formaciones Oliete, Villarroya de los Pinares) o la Formación Benassal, dependiendo de los sectores estudiados, y la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) en el techo. Esta Sucesión Sedimentaria Inferior tiene una edad Aptiense superior-Albiense inferior a partir de la bioestratigrafía de nanofósiles, foraminíferos planctónicos, dinoflagelados y polen. Esta sucesión está formada por: 1) un Intervalo Basal con Carbonatos, que constituye el registro sedimentario de una plataforma carbonatada con extensos *lagoons*; (2) Un Intervalo Intermedio con Carbón, formado en una costa siliciclástica con sistemas isla-barrera con marismas y 3) un Intervalo Arcilloso Superior caracterizado por potentes tramos arcillosos con rasgos pedogenéticos desarrollados en un sistema costero arcilloso de baja energía.

La Sucesión Sedimentaria Superior (SSS) incluye areniscas, limos y arcillas de la parte superior de la Formación Escucha y las areniscas, limos y arcillas de la Formación Utrillas. Esta Sucesión Sedimentaria Superior se encuentra comprendida entre la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) en su base y las plataformas carbonatadas del Cretácico Superior en su techo, y tiene una edad Albiense inferior-Cenomaniense inferior. La Sucesión Sedimentaria Superior constituye un sistema desértico arenoso (*erg*), que se desarrolló sobre la SDR, extendiéndose sobre un área mínima de más de 16.000 km² en las Provincias de Soria, Zaragoza y Teruel.

El sistema desértico muestra una zonación espacial característica, como la descrita previamente para



otros sistemas deposicionales desérticos antiguos (p.e. Porter, 1986): (a) *back-erg*; es el sector proximal del *erg*, próximo al Macizo Ibérico (con una altitud elevada) y situado en las Provincias de Soria, Zaragoza y Teruel y caracterizado por la interacción entre sistemas fluviales efímeros y procesos eólicos; (b) *central-erg*: es la parte central del sistema desértico arenoso. Ha sido reconocido en la Provincia de Teruel, y constituye una de las principales áreas de acumulación eólica con el desarrollo de *draas* (dunas complejas); (c) *fore-erg*: es el área distal del *erg* (Provincia de Teruel) caracterizado por la interacción entre el sistema desértico arenoso y el Tethys, donde los sedimentos eólicos fueron retrabajados en ambientes sedimentarios costeros restringidos. Tras una transgresión regional sobre el *erg*, se formó una costa árida en la que se desarrollaron marismas que generaron niveles de arcillas carbonosas.

El desarrollo de este sistema desértico sufrió periodos de mayor y menor actividad eólica, asociados a variaciones en el aporte eólico que condicionaron la deflación y preservación de los sedimentos eólicos. Estas variaciones de los procesos alogénicos dió lugar a una variedad de superficies limitantes que dividen el registro sedimentario eólico en diferentes estadios.

Palabras clave: sistema desértico, *erg*, depósitos eólicos, *wadis*, Cretácico.

Abstract: The development of a Cretaceous sandy desert system (*erg*) has been recognized from stratigraphic, sedimentological, paleoclimate, palaeogeographic and synsedimentary tectonics studies in the Escucha and Utrillas Formations. These studies show that, in their reference area and surrounding areas in the Iberian Range (Teruel, Soria, and Zaragoza Provinces) the thick sandy intervals with mudstones and siltstones of the upper part of the Escucha Formation and the whole Utrillas Formation constitute the sedimentary record of the first Cretaceous *erg* reported from Europe.

The desert system developed over the Regional Unconformity Surface (SDR) which is included in the sedimentary record of the Escucha Formation and marks the regional disappearance of the coal-bearing deposits of the Comarca de las Cuencas Mineras (Teruel). This regional surface is associated to subaerial exposure, erosion and synsedimentary tectonics and has been recognized in outcrop and in the subsurface over more than 230 km. This regional unconformity surface (SDR) separates two sedimentary successions: a Lower Sedimentary Succession (SSI) largely formed by mudstones and siltstones with coal-bearing deposits, sandstones and carbonates and an Upper Sedimentary Succession (SSS) formed by sandstones and a minor proportion of muddy and grey siltstones.

The Lower Sedimentary Succession (SSI) comprises part of the lower and middle parts of the Escucha Formation of Pardo (1979) and contains the coal-bearing deposits that have been mined in the Comarca de las Cuencas Mineras de Teruel since long. This sedimentary succession is located between the urgonian carbonate platforms (Oliete, Villarroya de los Pinares Fms) and the Benassal Fm below, and the Regional Unconformity Surface (SDR) above. It is late Aptian-early Albian in age, based on nannofossils, planktonic foraminifera, dinoflagellates and pollen biostratigraphy. This sedimentary succession comprises 1) a Lower Interval with Carbonates, developed in a carbonate platform with broad lagoons; 2) a Middle Interval with Coal-bearing deposits, developed in a dominated siliciclastic coastal system with barrier islands and marshes; 3) an Upper Muddy Interval characterized by mudstones with pedogenetic features developed in a low-energy coastal setting.

The Upper Sedimentary Succession (SSS) includes sandstones, siltstones and mudstones of the upper part of the Escucha Formation and sandstones, siltstones and mudstones of the Utrillas Formation. This Upper Sedimentary Succession is located between the Regional Unconformity Surface (SDR) below, and the Upper Cretaceous Carbonate Platforms above. It is early Albian to early Cenomanian in age. This Upper Sedimentary Succession constitutes a sandy desert depositional system (*erg*) that developed over the regional unconformity surface, over an area of more than 16,000 km² in the provinces of Soria, Zaragoza and Teruel.

The desert system displays a characteristic spatial zonation as previously described for other ancient desert depositional systems (e.g. Porter, 1986): (a) *back-erg*; the proximal area of the desert system close to the – then high – Variscan Iberian Massif (Soria, Zaragoza and Teruel Provinces) with the interaction of ephemeral fluvial systems and aeolian processes; (b) *central-erg*; central part of the desert system (Teruel Province) which is one of the main areas of aeolian sediments accumulation and *draa* (complex dunes) development; (c) *fore-erg*; distal area of the desert system (Teruel Province) where the *erg* and the coeval marine environment interacted. During its evolution, the *erg*-margin was transgressed by the Tethys, and aeolian sediments were reworked by the sea in restricted marine environments. After regional transgression an arid coast formed where marshes and mangroves developed forming thin coally mudstone layers.

The development of this desert system shows periods of greater and less aeolian activity, associated to variations in aeolian input that conditioned the deflation and preservation of aeolian sediments. Such variations of allogenic processes led to a variety of regional bounding surfaces that divide the aeolian sedimentary record in different stages.

Key words: desert system, *erg*, aeolian deposits, *wadis*, Cretaceous.



Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., Soria, A.R., y de Boer, P.L. (2009): Reinterpretación estratigráfica y sedimentológica de las formaciones Escucha y Utrillas de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 22 (3-4): 163-219

Edita: *Sociedad Geológica de España*
ISSN: 0214-2708

La presencia de extensos depósitos siliciclásticos en el N y E de Iberia durante el Cretácico Medio y Superior lleva llamando la atención de geólogos nacionales y extranjeros desde hace más de 150 años (Fig. 1). Las formaciones arenosas siliciclásticas, de vivos colores entre los que predominan los colores blanco, ocres y amarillos, ricas en caolín y depositadas durante un intervalo de tiempo que abarca, al menos, desde el Albiense inferior al Cenomaniense inferior, según las zonas que sean consideradas, son bien conocidas.

Estos materiales constituyen la Formación Arenas de Utrillas definida formalmente por Aguilar *et al.*

(1971). Estos autores definieron también en la provincia de Teruel, la Formación Lignitos de Escucha, situada estratigráficamente por debajo de la Fm. Arenas de Utrillas y que, aunque se trata de una unidad siliciclástica muy heterolítica y con capas de carbón, incluye potentes tramos de facies arenosas. Especialmente, hacia la parte superior de la Formación Escucha se produce un incremento sustancial de los tramos siliciclásticos, mostrando características muy similares a los de la Fm. Utrillas. Con respecto al ambiente sedimentario en el que se depositaron estas unidades, Pardo (1979), Querol (1990) y Querol *et al.*

ETAPA	Descripción	Autor	Año	Descripción	Autor	Año
PRIMERA ETAPA	Formaciones detríticas neocomienses	Vilanova	1863	1852	Verneuil y Collomb	Neocomiense. Dos conjuntos litológicos
	Término Gadoniense. Calizas con Trigonía y lignito	Coquand	1865	1864	Coquand	Gargasiense
	Cenomaniense. Idem Coquand (1865)	Cortazar	1885	1870	Verneuil y Loviere	Idem Coquand (1865)
	Cenomaniense	Gascon	1903	1898	Dereims	Transgresión por el oeste. Gault (Albiense-Cenomaniense)
	Término Utrillas <i>Schicten</i> , con sentido de formación	Tricalinos	1928	1927	Fallot y Bataller	Capas de trigonías y Facies continentales (arenas y margas coloreadas con lignito)
	Fosas de Aliaga, Utrillas y Castellote, separadas por umbrales	Richter y Teichmüller	1933	1930	Hahne	Capas de Utrillas superiores e inferiores. No aparecen en Castellote
	Carbones de turberas costeras, abiertas, frecuentemente inundadas	Teichmüller	1953	1951	Ríos y Almela	Primera cartografía detallada del Bajo Aragón. Capas de Utrillas de edad Albiense
	Carbones de origen lacustre	Almela	1956	1954	Hevia	Petrografía de carbones del sector de Utrillas
	Capas o Arenas de Utrillas :edad Albiense	Fontboté y Riba	1956	1959	Riba	Relación Fm. Utrillas con la Fase Austríca
	Término Utrillense	Gómez de Llanera	1960	1959	Navarro <i>et al.</i>	Depósitos Albienses: inicio transgresión que finaliza en el Neocomiense
SEGUNDA ETAPA	Techo del Albiense: paso de continental a marino	Sánchez de la Torre	1963	1961	Saefel	Aptiense superior-Albiense. No hay delimitación neta de los paquetes de Utrillas
	Microfauna en el área de Utrillas: Aptiense superior-Albiense	Saavedra	1966	1964	Menéndez Amor y Esteras	Microflora: edad Aptiense superior-Albiense
	Microflora: heterocronía de los materiales	Boulouard y Canerot	1970	1969	Canerot	Calizas con ostreoides, trigonías y lignitos: Aptiense superior marino. Término Utrillas restringido a las arenas versicolores
	Término "Serie de Transición"	Canerot	1970	1971	Aguilar <i>et al.</i>	Definición de la Fm. Lignitos de Escucha y Fm. Arenas de Utrillas
	Sustituye "Serie de Transición" por "Capas de Benassal". Utrillas discordante sobre Capas de Benassal; concordante en el centro de la Cuenca del Maestrazgo	Canerot	1974	1975	Esteras Martín	Fm. Escucha: edad Aptiense superior -Albiense
	División en tramos de la Fm. Escucha. Discontinuidad entre Fms. Escucha y Utrillas al N y NE de Utrillas. Mapa de isopacas	Pardo	1974	1976	Cervera <i>et al.</i>	División de la Fm. Escucha en tres Miembros Limite Escucha-Utrillas: discordancia
	Fm. Escucha: de medios costeros a continentales. Discontinuidad intra Mb. Inferior.	Pardo y Villena	1979	1977	Pardo y Villena	Mapas de isopacas. Cuencas de Utrillas y Esteruel. Umbral de Montalbán-Ejulve
	Límite inf. Fm. Escucha: discontinuidad, excepto en el área tipo. Límite sup. Fm. Escucha: disconformidad/discordancia. Continuidad sedimentaria de los tres Mb. Fm. Escucha	Pardo	1979	1981	Canerot y Collignon	Fm. Traiguera: Albiense superior terminal
	Edad: Aptiense sup.-Albiense inferior. Progradación delta del NO al SE. Diferentes cubetas.	Pardo	1979	1981	García Hernández <i>et al.</i>	Estructura <i>cone-in-cone</i> en el Mb. Medio
	Fm. Arcillas y Lignitos de Traiguera	Ardevol	1983	1981	Pardo y Villena	Síntesis geológica región Montalbán-Utrillas
TERCERA ETAPA	Discontinuidad entre Fm. Benassal y la Fm. Traiguera	Salas	1984	1982	Fernández Nieto <i>et al.</i>	Sulfatos aluminicos hidratados Fm. Escucha
				1982	Canerot <i>et al.</i>	Cuenca del Maestrazgo: Fm. Arenas del Maestrazgo y Fm. Calizas de Benassal
				1982	Robles	Fm. Montmell

(1992) interpretaron la Fm. Escucha como un sistema deltaico-estuarino. A su vez, la Fm. Utrillas fué interpretada por Pardo (1979) como depositada en un sistema fluvial. A lo largo de décadas en sucesivos trabajos que han abordado el estudio de todos estos materiales, ya sea desde un punto de vista estratigráfico o sedimentológico, o desde un punto de vista cartográfico, se han mantenido estas unidades litoestratigráficas, así como sus interpretaciones genéticas (Fig. 1).

Un problema que han planteado frecuentemente estas unidades litoestratigráficas, y debido en gran parte a su similitud de facies (especialmente de las facies arenosas), es el de su diferenciación. Ante esta dificultad los geólogos han preferido referirse a estos depósitos siliciclásticos, agrupándolos bajo la acepción de «arenas en facies Utrillas». Este término que hace las veces de «cajón de sastre», ha sido recurrentemente utilizado en la literatura geológica española desde hace más de 40 años. Así, todos los geólogos que han tenido que enfrentarse en el campo a estas unidades reconocen la dificultad de su diferenciación. Esta dificultad radica en la similitud y aparente desorden que muestran las areniscas, generalmente poco cementadas, de ambas unidades.

El objetivo de este trabajo es realizar una profunda revisión y discusión tanto estratigráfica como sedimentológica de ambas unidades en el área tipo y zonas adyacentes donde fueron descritas y definidas

originalmente, y que nos ha llevado a establecer una nueva división estratigráfica y a definir para parte de este registro estratigráfico el primer sistema desértico arenoso del Cretácico en Europa.

El área de estudio de este trabajo abarca afloramientos situados en la Provincia de Teruel, en la Provincia de Zaragoza y en la Provincia de Soria (Fig. 2a-2d).

Antecedentes

La Fm. Lignitos de Escucha y la Fm. Arenas de Utrillas fueron definidas formalmente por Aguilar *et al.* (1971). Posteriormente Cervera *et al.* (1976) redefinieron ambas unidades y subdividieron la Fm. Escucha en tres miembros estableciendo su estratotipo (estratotipo compuesto) en la Comarca de las Cuencas Mineras de Teruel, entre las poblaciones de Utrillas y Escucha en el sector de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero-Catalana. La Fm. Escucha es una unidad heterolítica caracterizada por contener niveles explotables de carbón que se apoya de forma discordante sobre diferentes unidades cretácicas, jurásicas y triásicas (Querol, 1990). Pardo (1979), Querol (1990) y Querol *et al.* (1992) interpretan la Fm. Escucha como un sistema deltaico-estuarino. Por su parte la Fm. Utrillas está caracterizada por contener areniscas y arcillas que han sido interpretadas por Pardo (1979) como un sistema fluvial. Pardo (1979) y

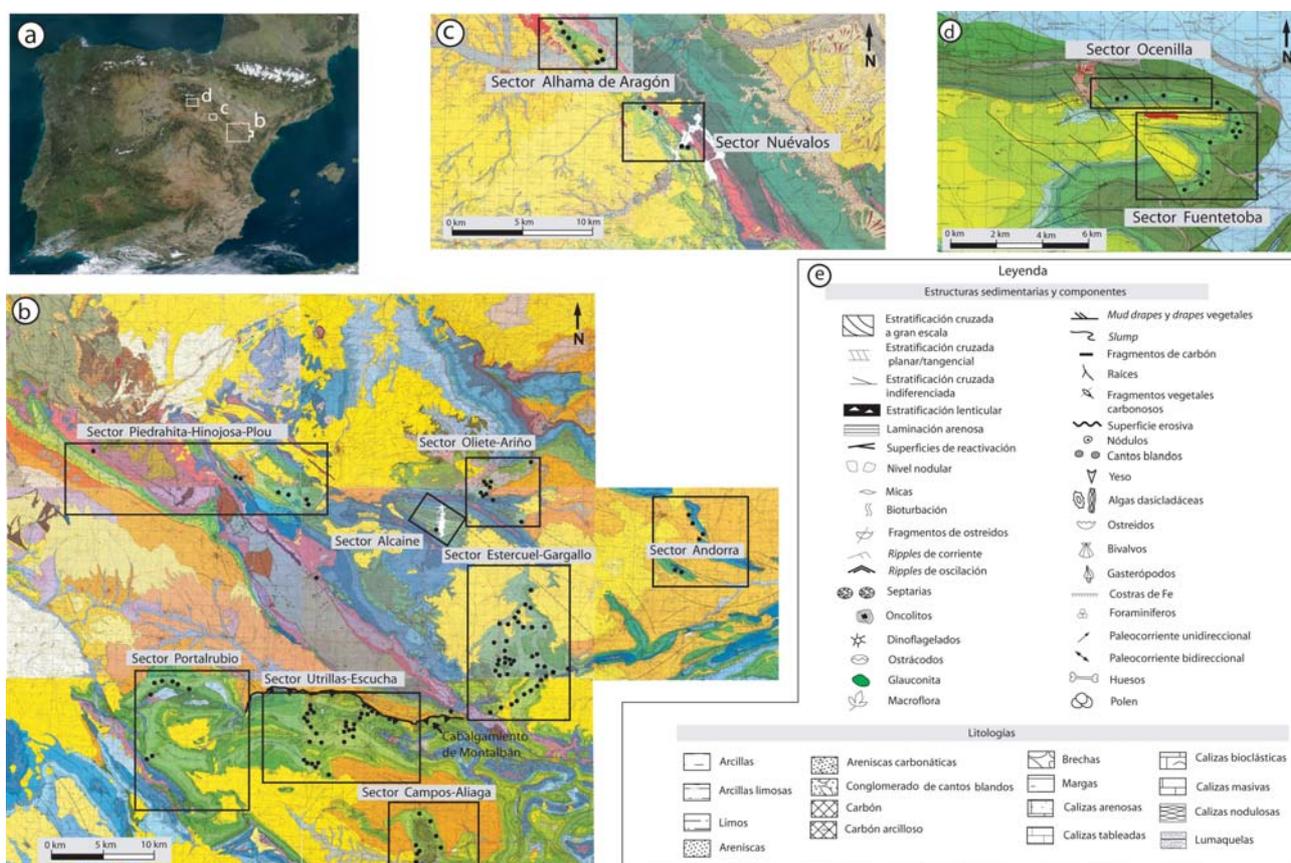


Figura 2.- (a-d) Distribución de los afloramientos y sondeos estudiados y su división por sectores. Los fragmentos de la cartografía geológica utilizados para cada sector pertenecen a los mapas geológicos de la serie MAGNA del IGME. (e) Leyenda de las secciones estratigráficas.

Pardo *et al.* (1991) señalan que, hacia el techo, las areniscas de esta unidad podrían mostrar influencia mareal.

En la figura 1 se muestran las principales aportaciones al conocimiento de las Formaciones Escucha y Utrillas en su área tipo (Comarca de las Cuencas Mineras de Teruel). La relación cronológica de los trabajos realizados puede ser dividida en tres etapas: una primera de 1852 a 1970, en la que los investigadores empiezan a entender, nombrar y dividir estos materiales; esta etapa supone también el periodo en el que se producen las primeras dataciones relativas. Trabajos como el de Richter y Teichmüller (1933) suponen una concepción precoz de la realidad geológica de la zona, indicando la existencia de cubetas y de umbrales en la región. Durante una segunda etapa, de 1971 a 1979, los trabajos de Canèrot suponen un referente en lo que respecta a los trabajos geológicos realizados sobre el Mesozoico en la Cuenca Ibérica. Así mismo, los trabajos realizados en esta etapa están centrados en la litoestratigrafía, culminando con la definición formal de la Fm. Lignitos de Escucha (Aguilar *et al.*, 1971) y la división de la unidad en miembros (Cervera *et al.*, 1976). En su tesis doctoral, Pardo (1979) aborda extensamente el estudio estratigráfico-sedimentológico de la Fm. Escucha y de la Fm. Utrillas en el Bajo Aragón.

En una tercera etapa, de 1981 a 2001 los autores abordan el estudio del registro estratigráfico desde tres enfoques diferentes: en primer lugar, la definición de nuevas unidades litoestratigráficas equivalentes a la Fm. Escucha en diferentes áreas de la Cuenca Ibérica; en segundo lugar, el interés industrial suscitado por los carbones y arcillas que contiene la Fm. Escucha, y, en tercer lugar, los trabajos paleontológicos y bioestratigráficos que tienen como objetivo precisar la edad de esta unidad. En esta etapa son de destacar los trabajos de Martín *et al.* (1986), Salas (1987) y Querol (1990).

Martín *et al.* (1986) presentan una síntesis geológico-minera de las regiones de Oliete-Ariño, Utrillas-Aliaga y Castellote, principalmente a partir de datos de sondeos recopilados desde 1979 hasta el 1984. Salas (1987) aborda el estudio estratigráfico-secuencial del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en el sector oriental de la Cordillera Ibérica y Catalana. Querol (1988) estudia la Fm. Escucha en la Cuenca del Maestrazgo. Posteriormente, Querol (1990) se centra en el estudio detallado de los carbones que contiene la Fm. Escucha y sus unidades equivalentes en diferentes sectores de la Cuenca Ibérica.

Las Formaciones Escucha y Utrillas se encuentran comprendidas en su área tipo entre las plataformas carbonatadas urgonianas aptienses y las plataformas carbonatadas del Cretácico Superior (Fig. 3a, 3b). La Fm. Escucha es considerada la última unidad *sinrift* depositada durante el *rifting* Jurásico Superior-Cretácico Inferior que afectó a la Cuenca Ibérica (Salas y Casas, 1993) (Fig. 3c, 3d). Por su parte, la Fm.

Utrillas es considerada la primera unidad *postrift* de dicha cuenca (Salas y Casas, 1993).

Finalmente, los estudios estratigráficos, sedimentológicos, paleoclimáticos, paleogeográficos, de relación tectónica-sedimentación, bioestratigráficos y paleoecológicos llevados a cabo en el periodo comprendido entre 2005-2010 (Rodríguez-López *et al.*, 2005; 2006a; 2006b; 2007a; 2007b; 2008a; 2008b; 2010; Diéguez *et al.*, 2007; Peyrot *et al.*, 2007a; 2007b) aportan nuevos datos e interpretaciones de estas unidades que se detallan en los apartados siguientes.

Litoestratigrafía

Unidades clásicas (Fms. C Escucha y Utrillas)

Cervera *et al.* (1976) dividieron la Fms. Escucha en tres miembros (Miembros Inferior, Medio y Superior). En las tablas I y II se muestran cuadros resumen en los que se presentan las principales características mostradas por diferentes autores sobre estos tres miembros (litologías, contenido paleontológico, etc...). Querol (1990) en su tesis doctoral declina el uso de la división litoestratigráfica realizada por Cervera *et al.* (1976) esgrimiendo que «*la evolución vertical de facies en determinadas áreas de estudio de su tesis doctoral no queda reflejada en la sucesión de facies representativas de los tres miembros de esta unidad*». Sin embargo, posteriormente el mismo autor (Querol *et al.*, 1992) vuelve a aceptar y utilizar esta subdivisión en miembros de la Fm. Escucha. Según Pardo (1979) y Pardo y Villena (1979) los tres miembros de la Fm. Escucha se suceden en la vertical en continuidad sedimentaria, pasando lateralmente del Mb. Inferior al Medio y del Medio al Superior. Según Querol *et al.* (1992) «*los Mbs. Inferior y Medio son estratigráficamente continuos y el Mb. Medio y Superior, si bien presentan una relación menos evidente, se han observado interdigitaciones entre ambos*».

Por su parte la Fm. Utrillas está caracterizada por contener areniscas y arcillas que han sido interpretadas por Pardo (1979) como «*un sistema fluvial que evoluciona de NO a SE desde cursos entrelazados (braided) a cursos meandriformes con amplias cuencas de inundación. Esta evolución se reconoce también en la vertical de los perfiles*». Pardo (1979) indica que el tránsito de la Fm. Utrillas a la Fm. Mosqueruela (Fig. 3b), unidad margosa marina suprayacente, «*se realiza mediante depósitos correspondientes a medios de transición, con desarrollo de llanuras mareales y cordones playeros...*». Pardo *et al.* (1991) señalan que, hacia el techo, las areniscas de esta unidad podrían mostrar influencia mareal.

Sin embargo, el estudio sedimentológico y arquitectural detallado realizado por nosotros en las Formaciones Escucha y Utrillas, no nos ha permitido reconocer las facies correspondientes a los ambientes sedimentarios interpretados por los autores previos para dichas unidades, ni la evolución vertical propuesta, por



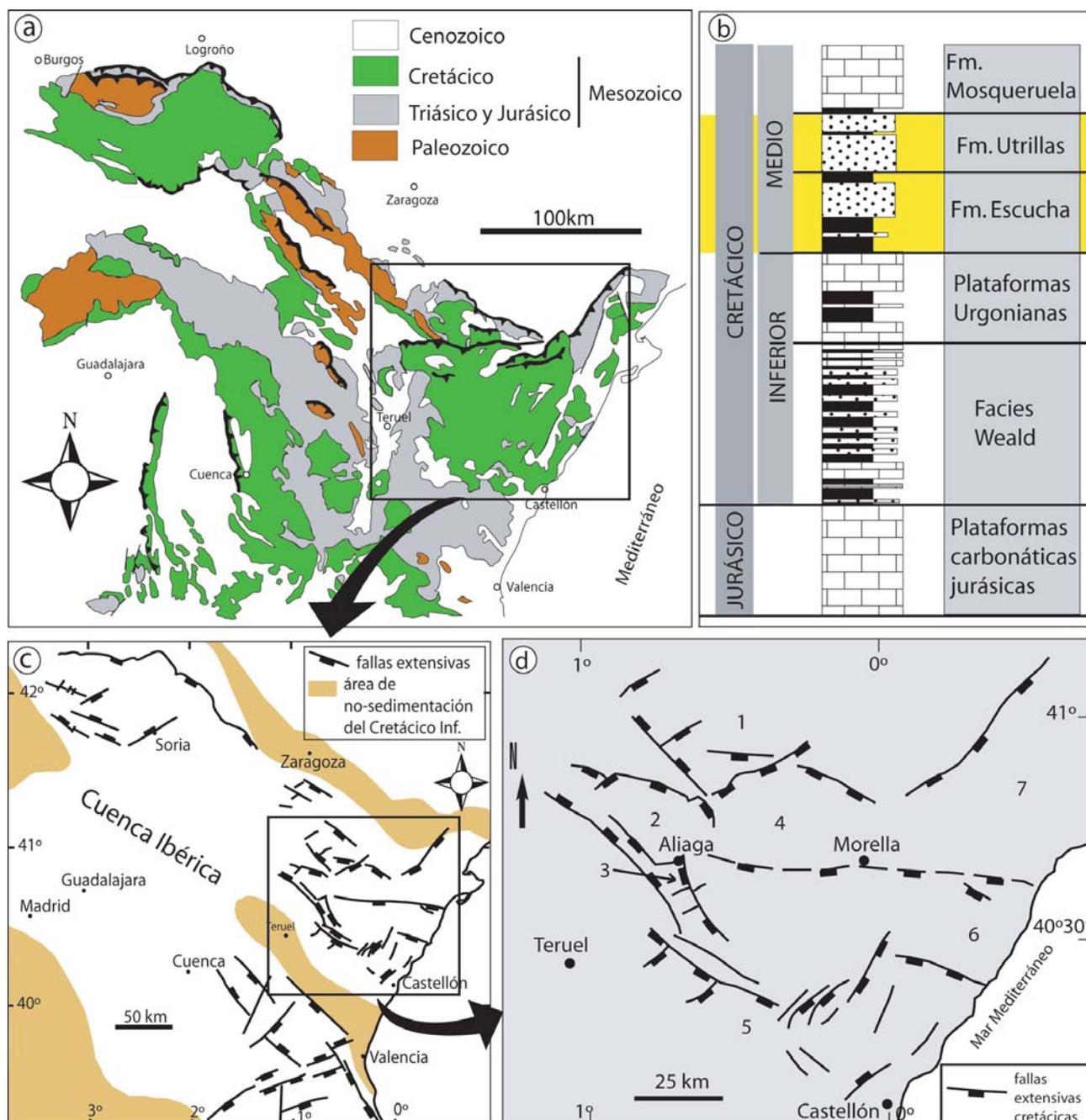


Figura 3.- (a) Mapa geológico simplificado de la Cordillera Ibérica mostrando el área de estudio. (b) Parte del registro sedimentario mesozoico de la Cuenca Ibérica, mostrando la localización de las Formaciones Escucha y Utrillas. (c) Distribución de las principales fallas distensivas sinsedimentarias cretácicas de la Cuenca Ibérica. (d) principales subcuencas sedimentarias de la Cuenca Ibérica: 1) Oliete; 2) Las Parras; 3) Galve; 4) Morella; 5) Penyagolosa; 6) La Salzedella, y 7) El Perelló (Modificado de Liesa *et al.*, 2004).

lo que no ha sido posible localizar el sistema deltaico-estuarino de la Fm. Escucha (Pardo, 1979; Querol, 1990; Querol *et al.*, 1992) ni el sistema fluvial meandriforme y trenzado de la Fm. Utrillas (Pardo, 1979) en sus áreas tipo.

Dentro del área de estudio, la zona comprendida entre las poblaciones de Oliete y Gargallo (sectores de Oliete-Ariño y Estercuel-Gargallo en la Fig. 2b) es el lugar óptimo para el estudio de las Fms. Escucha y Utrillas, ya que en este área, la presión de las explotaciones mineras no ha alcanzado aún afloramientos clave para la comprensión de estas dos unidades estratigráficas.

La figura 4 muestra la localización de los sondeos, secciones estratigráficas y afloramientos estudiados en estos sectores, que nos han permitido reconocer una sucesión de intervalos litológicos que constituyen la serie o columna estratigráfica regional, reconocible en todos los sectores estudiados representados en la figura 2 y que a continuación se describen.

Nuevas unidades litoestratigráficas informales identificadas

Dada la imposibilidad de reconocer en el campo las unidades litoestratigráficas expuestas por autores previos, los ambientes de sedimentación atribuidos y



MIEMBRO INFERIOR			
	Pardo y Villena (1979)	Pardo <i>et al.</i> (1991)	Querol <i>et al.</i> (1992)
LITOLOGÍA	<p>1.- Arcillas limosas carbonosas con lechos de lignitos, intercalaciones arenosas y estratificación lenticular y <i>flaser</i>. Calizas arenosas bioclásticas o areniscas calcáreas</p> <p>2.- Calizas arenosas y areniscas calcáreas en bancos potentes. Alternan con margas ocasionalmente carbonosas, bioturbadas. Ostreidos y gasterópodos.</p> <p>3.- Areniscas microconglomeráticas a la base (estr. X en surco). Areniscas carbonosas con lechos de lignitos e intercalaciones calcáreas (calizas oncolíticas).</p> <p>4.- Margas pardas (niveles lumaquéllicos y lam. carbonosas). Presentan intercalaciones de calizas (<i>packstone</i>)</p>	<p>- Margas caqui y lutitas grises con niveles lumaquéllicos de gasterópodos y lamelibranquios e intercalaciones arenosas.</p> <p>En las lutitas, horizontes de calizas nodulosas blancas, nódulos de hierro y carbonatos, capas de lignito de potencia cm a m.</p> <p>- Areniscas rojizas-grises, grano grueso a fino, cantos calizos ocasionales, bioclásticas. Matriz arcillosa escasa y cementos calcíticos y sideríticos.</p>	<p>Lutitas marrones-grises predominantemente carbonosas, calizas (ferruginosas, glauconíticas y bioclásticas), areniscas, carbones, coquinas de gasterópodos y ostreidos, <i>mounds</i> oncolíticos.</p>
ORGANIZACIÓN	<p>1.- Secuencias granocrecientes complejas.</p> <p>2.- Evolución cíclica. Mayor potencia a mitad del tramo. Mayor tamaño de grano a base y techo.</p> <p>3.- Secuencias granocrecientes complejas.</p> <p>4.- Secuencias granocrecientes.</p>	<p>Secuencia E-1: secuencias negativas.</p> <p>Secuencia E-2: Secuencias lutíticas y secuencias negativas con interestratificación calizas-margas.</p> <p>Secuencia E-3: Cuerpo arenoso-lutítico formando una secuencia positiva.</p>	<p>- Unidades granocrecientes → Margas que hacia techo pasan a calizas, areniscas o calizas y areniscas interestratificadas.</p> <p>- Unidades con estr. X a pequeña y gran escala → <i>ripples</i> de oscilación, <i>tidal bundles</i> y <i>burrows</i></p> <p>- Estr. X a gran escala → Estr. sigmoidal y sup. de reactivación.</p> <p>- Tendencia de las litofacies hacia el S y SE → areniscas → calizas arenosas → calizas → margas.</p>
PALEONTOLOGÍA	<p>Ostreidos, gasterópodos, Glauconias. Bioclastos.</p>	<p>- Niveles lumaquéllicos: ostreidos, gasterópodos turrítelidos, Trigonía, Nerinea, erizos irregulares y corales solitarios.</p> <p>- Calizas y areniscas bioclásticas: fragmentos de ostreidos, briozoos, equínidos, orbitolínidos, miliólidos y algas.</p> <p>- Margas: ostrácodos oligo y mesohalinos, ostrácodos de salinidad fluctuante o normal. Foraminíferos de concha arenácea o aglutinada.</p> <p>Flora: Abundantes fragmentos vegetales e impresiones de hojas en las lutitas grises (carofitas en calizas asociadas a estas lutitas).</p>	<p>Corales, briozoos, huesos de peces, equinodermos, ostrácodos, carofitas, gasterópodos y ostreidos.</p>
OBSERVACIONES	<p>Repetición rítmica de ambientes. Máximo desarrollo en Escucha-Utrillas (250 m). En Estercuel-Ariño mas de 60 m y es menos carbonatada que en área tipo. Reducción de potencia especialmente hacia el NE y NW. Discontinuidad intra-Mb. inferior → correlacionable con la ruptura calizas aptiense-Fm. Escucha en el resto del área.</p>	<p>Cuenca de Estercuel-Ariño → Reduce sensiblemente la potencia. Estructuras de origen mareal (casi ausentes en la sección del área tipo).</p>	<p>Paleocorrientes bidireccionales → N y NW prevalecen sobre S y SE. Se extiende de W a E. Dos bordes paralelos de dirección N-S en la región W.</p>

Tabla I.- Cuadro resumen mostrando las principales características del Miembro Inferior de la Fm. Escucha según Pardo y Villena (1979); Pardo *et al.* (1991) y Querol *et al.* (1992)

las relaciones espaciales establecidas por los mismos, el estudio litoestratigráfico de estas unidades se abordó a partir del estudio de datos propios, consistentes en columnas estratigráficas, sondeos mineros y estudios detallados de afloramientos de extensión kilométrica. A partir de estos estudios, se han identificado diferentes intervalos litológicos que son fácilmente reconocibles y correlacionables a lo largo de los sectores estudiados.

En la Provincia de Teruel estos materiales se depositan sobre la Fm. Villarroya de los Pinares o la Fm. Oliete (Plataformas Urgonianas) y la Fm. Benassal, dependiendo de los sectores estudiados, sobre diferentes unidades Mesozoicas en los Sectores de Alhama de Aragón y Nuévalos y sobre el Cretácico Inferior en la Provincia de Soria.

MIEMBRO MEDIO		
	Pardo <i>et al.</i> (1991)	Querol <i>et al.</i> (1992)
LITOLOGÍA	Lutitas grises y negras con niveles de lignitos explotables. Intercalaciones de dos tipos: - cuerpos laminares de arenas finas y limos (<1m) - cuerpos lenticulares arenosos (métricos) Calizas blancas con <i>cone in cone</i> . Lumaquelas de gasterópodos.	Arcillas y limos carbonáceos con laminación milimétrica (aspecto varvado). Carbón potente asociado a raíces y areniscas de grano fino. Areniscas y limos más frecuentes hacia techo. Estructuras: <i>ripples</i> , <i>megaripples</i> , <i>ripples</i> de oscilación, niveles de septarias y <i>cone in cone</i> . Coquinas de gasterópodos
ORGANIZACIÓN	Secuencia E-4: Cuerpo arenoso-lutítico (potencia dm-m, continuidad lateral dm-hm). Secuencia positiva.	
PALEONTOLOGÍA	Gasterópodos (<i>Glauconia</i>) y lamelibránquios. Microflora: esporas y pólenes.	Restos de plantas y gasterópodos
OBSERVACIONES	Potencia de 56 a 70 m. Mayor extensión que el Mb. Inferior con el que presenta un cambio lateral de facies (este cambio en Estercuel-Ariño va asociado a la aparición de paleosuelos)	

MIEMBRO SUPERIOR		
	Pardo <i>et al.</i> (1991)	Querol <i>et al.</i> (1992)
LITOLOGÍA	Limos arcillosos claros. Intercalan areniscas blancas y amarillas (grano fino-medio, con cantos blandos, fragmentos vegetales carbonizados o silicificados). Base: Limos oscuros con fragmentos carbonosos y aspecto varvado.	Limos y areniscas de colores claros y coloreadas. Areniscas calcáreas nodulares y margas (procesos edáficos). Lutitas carbonosas (aparición local).
ORGANIZACIÓN	Secuencia E-5: Cuerpo arenoso tabular (potencia dm, continuidad lateral hm). Secuencia positiva. Secuencia E-6: Arenoso-lutítica (continuidad lateral hm). Secuencia positiva. Secuencia E-7: Complejo heterolítico (continuidad kilométrica).	
PALEONTOLOGÍA	Abundantes fragmentos vegetales carbonizados o silicificados. Impresiones de hojas escasas.	
OBSERVACIONES	Extensivo sobre Mb. Medio. Substrato en el sector noroccidental de la cuenca Estercuel-Ariño→Aptiense (Bedouliense). Techo Fm. Utrillas. Localmente bisela al Mb. Superior	Estas litofacies quedan restringidas a la zona norte. En la región NW es donde aparecen mejor desarrolladas.

Tabla II.- Cuadro resumen mostrando las principales características de los Mbs. Medio y Superior de la Fm. Escucha según Pardo *et al.* (1991) y Querol *et al.* (1992)

Estos intervalos litológicos son de base a techo (Fig. 5):

1- Un primer intervalo basal con carbonatos que presenta un espesor de 0 a 59 m y que está formado por potentes tramos margosos con intercalaciones carbonatadas tabulares métricas. El mejor afloramiento de este intervalo se encuentra en la Barriada Sur de Utrillas (sector de Utrillas-Escucha) y en el sector de Alcaine (Fig. 2b).

2- Un intervalo intermedio con carbón formado por capas de carbón, arcillas carbonosas y tramos arenosos. Presenta un espesor que varía de 10 a 81 m y aflora excepcionalmente en el Sinclinal del Pantano de Cueva Foradada al norte de la población de Alcaine (Fig. 2b). Este tramo también aflora a lo largo de las poblaciones de Utrillas, Escucha y



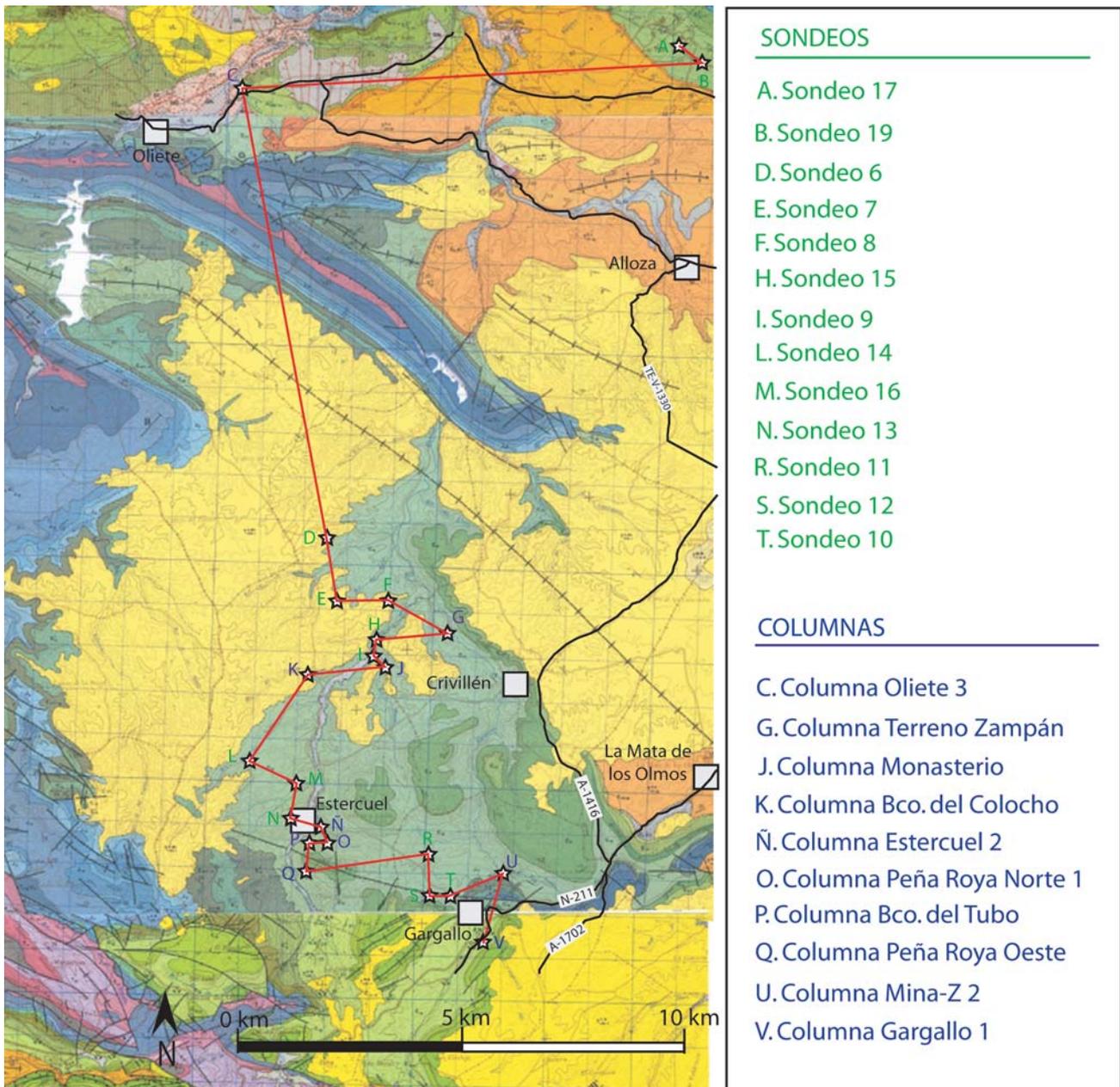


Figura 4.- Línea de correlación de los sondeos y secciones estratigráficas estudiados en los sectores de Oliete-Ariño y Estercuel-Gargallo (Fig. 2a) empleados para el panel de correlación estratigráfica de la Fig. 5. Mapas Geológicas de la serie MAGNA del IGME.

Palomar de Arroyo donde ha sido intensamente explotado por la minería del carbón y prácticamente cubierto por escombreras de mina.

- 3- Un intervalo superior arcilloso de espesor variable que oscila entre 0 y 190 m, formado principalmente por arcillas arenosas y arcillas limosas grises y verdes con moteados pardos, rojos y amarillos y que contiene algunos niveles de arcillas carbonosas y fragmentos vegetales dispersos. Este intervalo presenta niveles nodulares carbonatados.
- 4- Un intervalo inferior arenoso de 5-112 m de espesor constituido por potentes tramos arenosos formados por areniscas de grano

fino con una elevada porosidad e intercalaciones limosas grises decimétricas a métricas.

- 5- Un intervalo intermedio limoso-arenoso de 2-23 m de espesor formados por limos grises arenosos laminados con intercalaciones arenosas centimétricas.
- 6- Un intervalo intermedio arcilloso de 3-55 metros de espesor, formado por arcillas de colores rojos, verdes y amarillos con niveles arenosos centimétricos y niveles carbonatados decimétricos. Localmente presentan tramos métricos arenosos y niveles carbonosos.
- 7- Un intervalo superior arenoso de entre 190 y 240 m de espesor formado por potentes

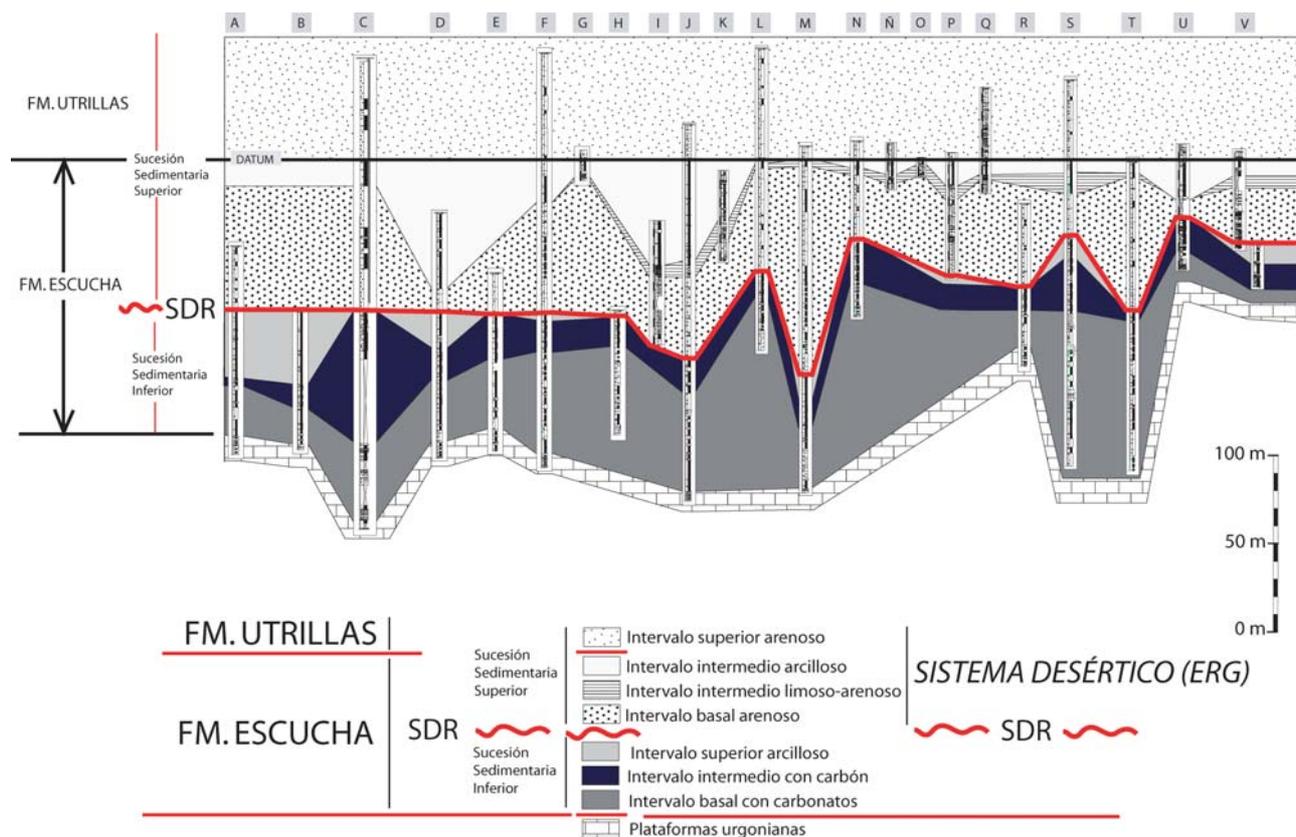


Figura 5.- Panel de correlación estratigráfica a partir de la correlación de las columnas estratigráficas y sondeos del Sector de Estercuel-Gargallo y Oliete-Ariño (Fig. 2a). El datum de correlación es el contacto entre las Fms. Escucha y Utrillas. Nótese la presencia de la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) que separa la Sucesión Sedimentaria Inferior de la Sucesión Sedimentaria Superior. En la Fig. 4 se muestra la posición de los sondeos y columnas estratigráficas estudiados.

tramos arenosos con intercalaciones arcillosas y limosas decamétricas.

- 8- La sucesión sedimentaria estudiada queda cubierta por los carbonatos que forman parte de las Plataformas carbonatadas del Cretácico Superior (Fm. Mosqueruela).

En la tabla III se presenta un cuadro resumen con las equivalencias entre la nomenclatura informal empleada por nosotros en diferentes trabajos previos, en los que se abordan distintas temáticas (relación tectónica-sedimentación, sedimentología, etc...), y la nomenclatura utilizada en el presente trabajo.

Correlación estratigráfica

Los intervalos litológicos descritos en el apartado anterior han sido utilizados para la correlación estratigráfica mostrada en la figura 5, que comprende el registro sedimentario de las Formaciones Escucha y Utrillas. La superficie marcada en negro (*datum* en la Fig. 5) es el límite dado por Pardo (1979) entre las Fms. Escucha y Utrillas en el sector correlacionado; dicho límite ha sido utilizado en este gráfico como nivel de *datum* y se ha dibujado horizontal para realizar la correlación. La correlación de la figura 5 permite reconocer las unidades litoestratigráficas descritas en el apartado anterior y la existencia de una superficie estratigráfica de discontinuidad, reconocible tanto en el subsuelo como en la superficie que de aquí en adelante

denominaremos como Superficie de Discontinuidad Regional (SDR).

La Superficie de Discontinuidad Regional (SDR)

La Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) se reconoce a partir de la correlación de las columnas estratigráficas y sondeos de la figura 5, pero ha sido además reconocida en otros afloramientos del área de estudio que no aparecen en este cuadro de correlación y que se detallan a continuación. Así, esta Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) se revela como una superficie estratigráfica de gran importancia tanto por su extensión regional, como por su significado estratigráfico-genético, dentro de la evolución de la Cuenca Ibérica. Esta superficie presenta las siguientes características:

- (1) Se localiza dentro del registro sedimentario atribuido clásicamente a la Fm. Escucha (Fig. 5).
- (2) Esta superficie marca la desaparición regional del intervalo con tramos de carbón que se explota económicamente en la Comarca de las Cuencas Mineras de Teruel, y la aparición regional de un sistema arenoso expansivo. De esta forma, la superficie SDR separa dos sucesiones sedimentarias diferentes: una Sucesión Sedimentaria Inferior heterolítica que in-



Unidades litoestratigráficas clásicas	Rodríguez-López (2008)		Rodríguez-López et al. (2008a)	Rodríguez-López et al. (2007a)	Rodríguez-López et al. (2007b)
	Intervalos litológicos informales	Sucesiones sedimentarias informales			
Fm. Mosqueruela	Plataformas carbonatadas	Plat. carbonatadas	Plat. carbonatadas		
Fm. Utrillas	Intervalo superior arenoso	SUCESIÓN SEDIMENTARIA SUPERIOR	DESERT SYSTEM	Fm. Utrillas	Fm. Utrillas
Fm. Escucha	Intervalo intermedio arcilloso			E4	E4
	Intervalo intermedio limoso-arenoso			E3	E3
	Intervalo inferior arenoso			E2	E2
	Intervalo superior arcilloso			S2	
	Intervalo intermedio con carbón			E1	E1
Intervalo basal con carbonatos					
Fm. Villarroya de los Pinares/Fm. Oliete Fm. Benassal	Plataformas carbonatadas	Plat. carbonatadas	Plat. carbonatadas	Plat. carbonatadas	Plat. carbonatadas

Tabla III.- Equivalencia entre las Formaciones Escucha y Utrillas y las diferentes unidades informales empleadas en trabajos previos de Rodríguez-López, (2008) y Rodríguez-López *et al.* (2007a, 2007b, 2008a). SDR: Superficie de Discontinuidad Regional. S2: Superficie Mayor nombre dado previamente a la SDR. E1-E5: unidades informales diferenciadas en Rodríguez-López *et al.* (2007a, 2007b).

cluye potentes tramos de carbón explotables, y una Sucesión Sedimentaria Superior predominantemente arenosa (Fig. 5).

- (3) Esta superficie estratigráfica de escala regional es reconocible en otros sectores (Fig. 2) de la Cordillera Ibérica donde su aparición siempre supone un cambio litológico brusco marcando una discontinuidad regional que separa dos sistemas sedimentarios genéticamente diferentes: en los Sectores de Estercuel-Gargallo, cerca de la localidad de Gargallo (Fig. 6); en las proximidades de la localidad de Campos (Fig. 7), situada en el Sector de Campos-Aliaga, a 21 Km de distancia hacia el SSO del Sector Estercuel-Gargallo; en la población de Escucha (Cerro de La Orden) en el Sector de Escucha-Utrillas, a 20 km al SO del afloramiento de la figura 6 (Fig. 8a); en las proximidades de la población de Las Ramblas del Martín, en el Sector de Portalrubio (Fig. 8b, 8c), a 39 km de distancia hacia OSO del Sector Estercuel-Gargallo; en las proximidades de la población de Palomar de Arroyos (Fig. 9) a 17 km al SO del sector de Estercuel-Gargallo.
- (4) La Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) se desarrolló afectando a diferentes tramos infrayacentes pertenecientes a la Sucesión Sedimentaria Inferior (Fig. 5 y 6), por

lo que la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) está asociada a una etapa de erosión.

- (5) Esta superficie estratigráfica de discontinuidad post-data un episodio tectónico distensivo que generó discordancias y fallas lítricas, que afectan a la Sucesión Sedimentaria Inferior (Figs. 10, 11). Las características de esta superficie y su relación con la tectónica distensiva sinsedimentaria han sido estudiadas en detalle por Rodríguez-López *et al.* (2006b; 2007a; 2007b).

Una vez vistas e identificadas las características de la SDR, pasaremos a describir e interpretar las dos sucesiones sedimentarias separadas por dicha discontinuidad.

La sucesión sedimentaria por debajo de la SDR (Sucesión Sedimentaria Inferior): Plataforma Carbonatada y Sistemas Costeros Siliciclásticos

La Sucesión Sedimentaria Inferior (Fig. 5) es una sucesión marcadamente heterolítica que se encuentra por encima de las plataformas carbonatadas urgonianas (Fm. Oliete en el sector de Oliete-Ariño, Estercuel-Gargallo y Alcaine (Fig. 2b); Fm. Villarroya de los Pinares en los sectores de Utrillas-Escucha, Campos-Aliaga y Portalrubio (Fig. 2b) y por debajo de la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) (Fig. 5).



Figura 6.- Afloramientos mostrando la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) en el sector de Estercuel-Gargallo (Fig. 2). La superficie de discontinuidad separa dos sucesiones sedimentarias correspondientes a dos sistemas sedimentarios diferentes. (a) La Sucesión Sedimentaria Superior arenosa situada por encima de la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) muestra facies mareales y se apoya sobre el intervalo superior arcilloso desarrollado en una llanura costera arcillosa, de la Sucesión Sedimentaria Inferior. (b) La Sucesión Sedimentaria Superior arenosa situada por encima de la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) muestra facies eólicas y se apoya sobre los niveles de carbón del Intervalo Intermedio de la Sucesión Sedimentaria Inferior desarrollado en marismas costeras.



Figura 7.- (a, b) Afloramientos mostrando la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) en las proximidades de la localidad de Campos, en el Sector de Campos-Aliaga (Fig.2). La Sucesión Sedimentaria Superior arenosa situada por encima de la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) muestra facies eólicas y se apoya sobre el Intervalo Intermedio con Carbón de la Sucesión Sedimentaria Inferior, desarrollado en un sistema costero con marismas.



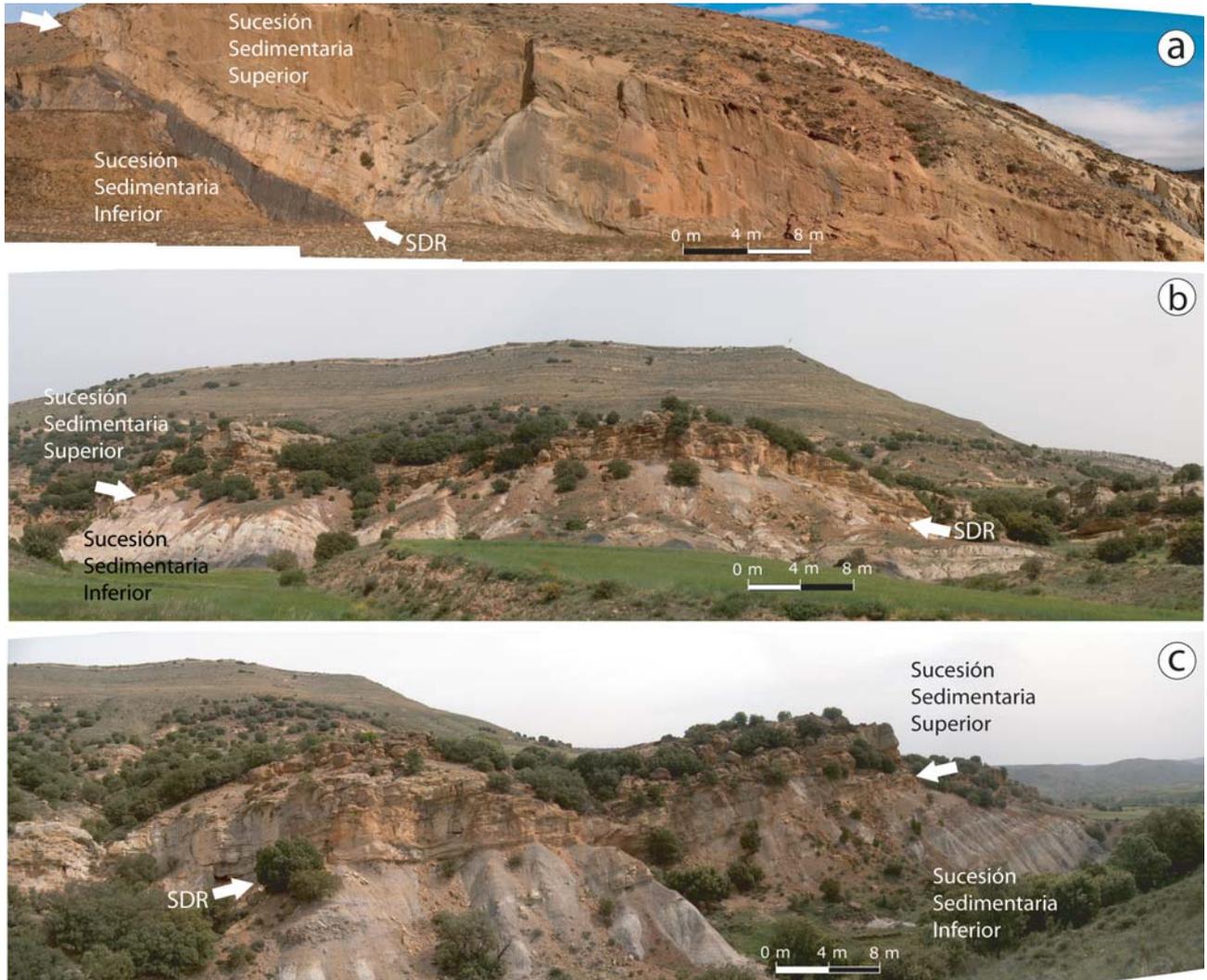


Figura 8.- (a) La SDR en las proximidades de la localidad de Escucha, en el Sector de Utrillas-Escucha (Fig. 2b), donde la Sucesión Sedimentaria Superior presenta facies mareales y se apoya sobre los depósitos de marismas del Intervalo Intermedio con Carbón de la Sucesión Sedimentaria Inferior. (b, c) En el Sector de Portalrubio (Fig. 2), donde la Sucesión Sedimentaria Superior arenosa situada por encima de la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) muestra facies mareales y se apoya sobre las arcillas del Intervalo Superior Arcilloso de la Sucesión Sedimentaria Inferior.

La Sucesión Sedimentaria Inferior presenta un espesor variable de 15 a 287 m. Su espesor máximo se encuentra en el sector de Ariño (287 m) y la Barriada Sur de Utrillas (>220 m) (sector de Utrillas-Escucha) (Fig. 2). La tectónica distensiva fué activa durante la sedimentación de esta Sucesión Inferior, generando discordancias y fallas normales (Rodríguez-López *et*

al., 2007a). En la Barriada sur de Utrillas, la Sucesión Sedimentaria Inferior está formada en un 69% del espesor total por margas y arcillas, un 13% del espesor total por carbonatos más o menos mixtos, un 11% del espesor total por carbón cubierto, un 4% del espesor total por carbón y limos carbonosos y un 4% del espesor total por areniscas microconglomeráticas.



Figura 9.- Afloramiento situado en las proximidades de la localidad de Palomar de Arroyo (Sector de Utrillas-Escucha, Fig. 2b) en la que aflora la Superficie de Discontinuidad Regional que separa los depósitos de marismas del Intervalo Intermedio con Carbón de la Sucesión Sedimentaria Inferior, de los depósitos eólicos y marinos de la Sucesión Sedimentaria Superior arenosa.

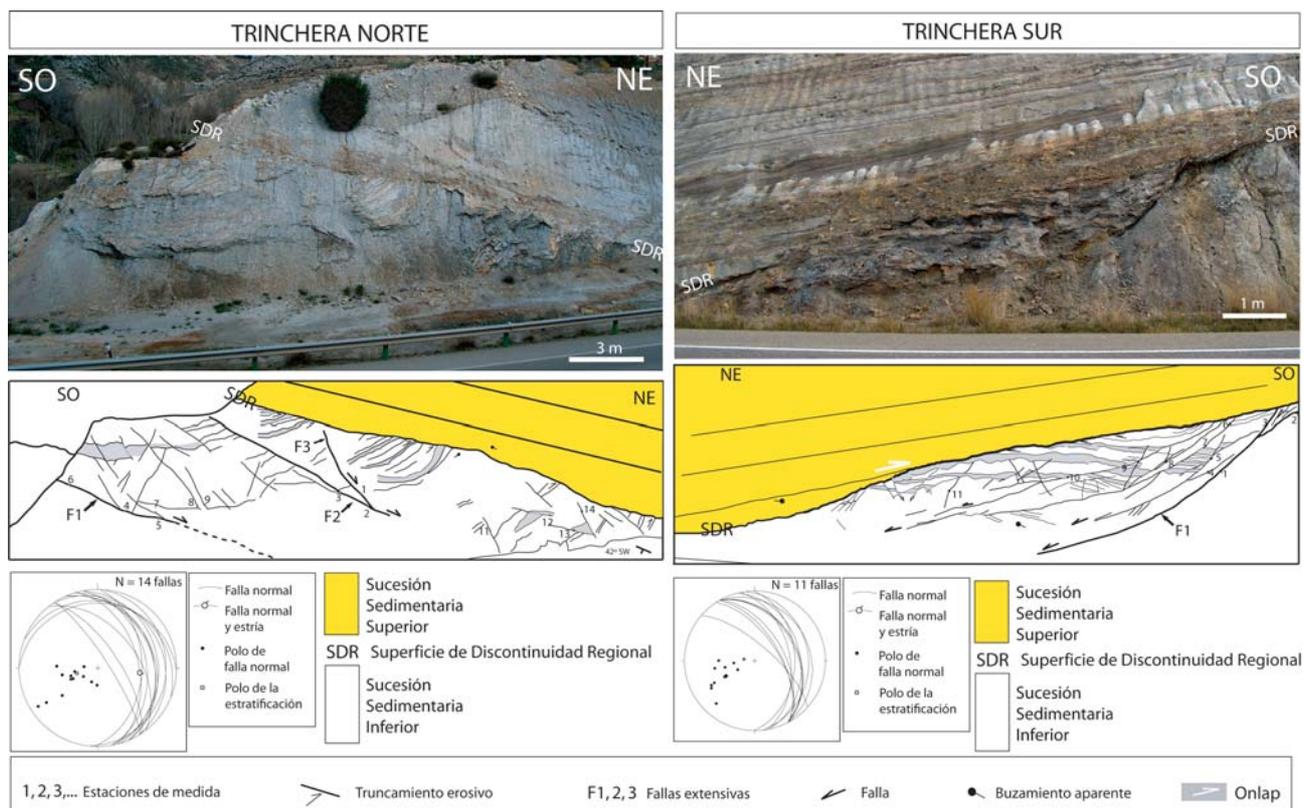


Figura 10.- Afloramientos próximos a la localidad de Gargallo (Sector de Estercuel-Gargallo, Fig. 2b). La Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) sobre la que se desarrolla la Sucesión Sedimentaria Superior arenosa que presenta facies mareales y se encuentra post-datando un conjunto de fallas lístricas sinsedimentarias desarrolladas en depósitos costeros arcillosos del Intervalo Superior Arcilloso de la Sucesión Sedimentaria Inferior. Las fallas lístricas indican extensión hacia el NE. (Modificado de Rodríguez-López *et al.*, 2007a).

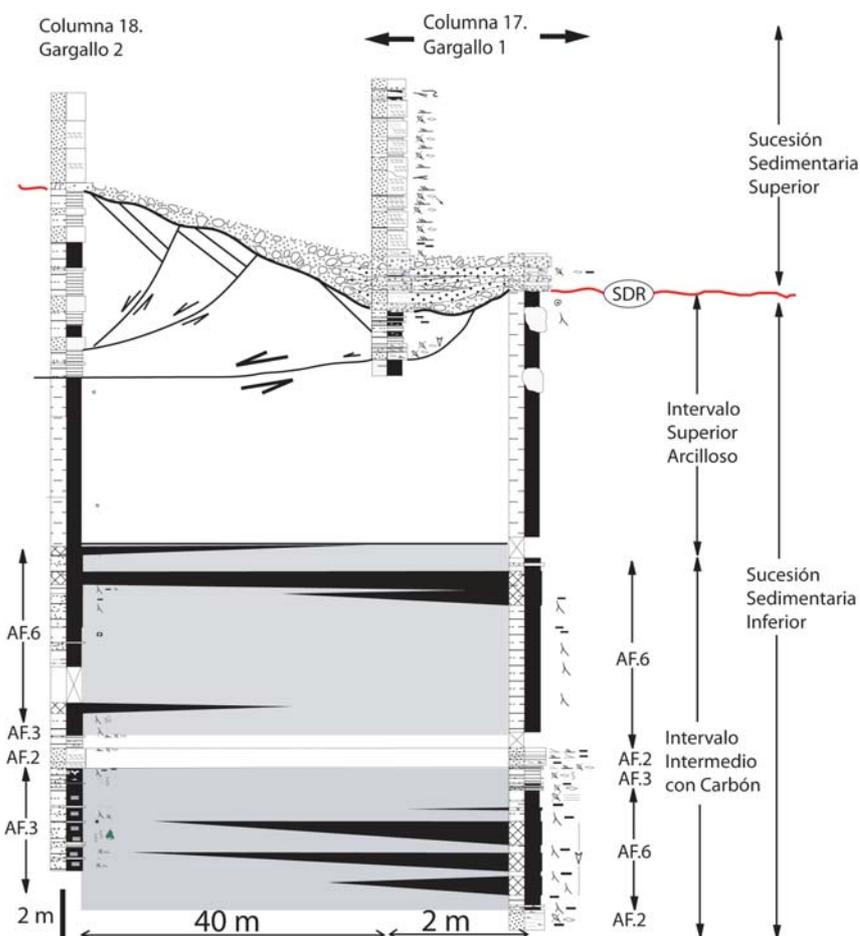


Figura 11.- Columnas estratigráficas de detalle de la Sucesión Sedimentaria Inferior (Intervalo Intermedio con Carbón y el Intervalo Superior Arcilloso), la base de la Sucesión Sedimentaria Superior arenosa y la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR), en las proximidades de la población de Gargallo (Sector de Estercuel-Gargallo, Fig. 2b). El panel de correlación muestra la posición de las fallas lístricas sinsedimentarias desarrolladas en el Intervalo superior arcilloso y cómo sus planos lístricos quedan cubiertos y post-datados por la SDR y la Sucesión Sedimentaria Superior (Modificado de Rodríguez-López *et al.*, 2006b).



La correlación de la figura 5, y el estudio regional de afloramientos permiten diferenciar dentro de la Sucesión Sedimentaria Inferior tres intervalos de extensión regional con características litológicas diferentes, que han sido reconocidos tanto en superficie como en subsuelo (Fig. 5) en todos los sectores estudiados, desde Ariño hasta Aliaga (Fig. 2). De base a techo se pueden diferenciar los siguientes intervalos dentro de la Sucesión Sedimentaria Inferior:

Intervalo Basal con Carbonatos

Características generales y asociaciones de facies.

Este intervalo presenta un espesor de 0 a 59 m (Fig. 5). El mejor afloramiento de este intervalo se encuentra en la Barriada Sur de Utrillas (sector de Utrillas-Escucha) y en el sector de Alcaine (Fig. 2b). El Intervalo Basal con Carbonatos de la Sucesión Sedimentaria Inferior es interpretado como una plataforma carbonatada, a partir del estudio

estratigráfico y sedimentológico realizado por Rodríguez-López (2008). En las tablas IV y V se presenta la información referente a las ocho asociaciones de facies identificadas en el Intervalo Basal con Carbonatos. En la figura 12 se muestran algunas facies y microfacies y en la figura 13 se muestra la distribución de las diferentes asociaciones de facies que caracterizan los sub-ambientes sedimentarios de la plataforma carbonatada: margas de plataforma externa con nanofósiles y foraminíferos planctónicos; niveles de tormenta (niveles cm-dm siliciclásticos Fig. 12a, oolíticos Fig. 12b y de acumulación de bivalvos) intercalados entre margas con nanofósiles figura 14a y 14b y foraminíferos planctónicos, depositados en la plataforma media; *wackestone* de miliólidos de *lagoon* restringido (Fig. 12c); carbonatos perimareales formados por *bindstone* densamente laminados (Fig. 12d); *wackestone* y *packstone* de algas verdes con niveles de carbón

ASOCIACIÓN DE FACIES	LITOLOGÍA Y GEOMETRÍA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	COMPONENTES	REFERENCIAS
<i>Offshore</i> (AF.1)	20 m de espesor. Margas limosas grises.	Laminación arenosa submilimétrica.	Fragmentos de cangrejos y bivalvos, radiolas de equínidos, fragmentos vegetales carbonosos, ostrácodos ornamentados, glauconita, fragmentos de huesos, foraminíferos planctónicos, nanofósiles.	Jackson et al. (2005)
<i>Offshore</i> de transición (niveles siliciclásticos) (AF.2)	Alternancia de margas limosas grises (4-5 m de espesor) y niveles tabulares de areniscas de grano fino (2-13 cm de espesor, bases netas, techos ondulados).	Laminación arenosa submilimétrica en las margas. Niveles arenosos con <i>sole casts</i> en las bases, internamente estratificación cruzada <i>hummocky</i> .	Foraminíferos planctónicos, nanofósiles y fragmentos vegetales carbonosos en las margas. Fragmentos de conchas de bivalvos en los niveles arenosos.	Duke et al. (1991) Ito et al. (2001) Dott y Bourgeois (1982) Cheel y Leckie (1993)
<i>Offshore</i> de transición (niveles oolíticos) (AF.3)	Alternancia de margas y arcillas grises/negras (6 m de espesor) y niveles tabulares (42 cm de espesor) en los que alternan láminas dolomíticas y láminas <i>wackestone-packstone</i> oolíticas con bases irregulares.	Laminación arenosa submilimétrica en las margas. Laminación en los niveles carbonatados por alternancia de láminas dolomíticas y oolíticas.	Glauconita, equínidos, ostrácodos, dientes de peces, fragmentos de huesos, nanofósiles y foraminíferos planctónicos en las margas y arcillas. Fragmentos de gasterópodos y bivalvos, granos de cuarzo y fragmentos vegetales carbonosos en los niveles oolíticos.	Nieto y Rey (2004) Bustillo et al. (1998) Flügel (2004)
<i>Offshore</i> de transición (niveles de acumulación de bivalvos) (AF.4)	Alternancia de arcillas negras (0,9-2 m de espesor) y bancos tabulares formados por la acumulación de ostreidos, y gasterópodos.	Laminación arenosa submilimétrica en las arcillas. Los niveles de acumulación de bivalvos son masivos.	Fragmentos vegetales carbonosos y nanofósiles en las arcillas. Ostreidos, pectínidos y gasterópodos en los bancos masivos.	Kondo et al. (1998) Barjee y Kidwell (1991) Parras y Casadio (2005)
<i>Lagoon</i> restringido (zona submareal, plataforma interna) (AF.5)	Alternancia de margas grises/marrones (4 m de espesor) y niveles carbonatados (<i>wackestone-packstone</i> de miliólidos (29 cm de espesor máximo) con base neta-irregular (nodulosa) y techo neto-plano.	Los niveles margosos y los tramos carbonatados son masivos.	Miliólidos, fragmentos de equínidos, ostrácodos articulados, peloides, foraminíferos bentónicos y corales solitarios.	Schulze et al. (2005) Tasli et al. (2006) Flügel (2004) Palma et al. (2007)

Tabla IV.- Asociaciones de facies (AF1-AF5) del Intervalo Basal con Carbonatos de la Sucesión Sedimentaria Inferior.



ASOCIACIÓN DE FACIES	LITOLOGÍA Y GEOMETRÍA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	COMPONENTES	REFERENCIAS
Carbonatos perimareales (zona mareal, <i>lagoon</i> restringido, plataforma interna) (AF.6)	Alternancia de margas verdes/grises y niveles tabulares carbonatados (0,5-5 cm de espesor) de textura <i>bindstone</i> densamente laminado (alternancia de láminas pelesparíticas, micríticas y micríticas ricas en materia orgánica). Bases netas y techos ondulados.	Los niveles margosos son masivos. Los niveles carbonatados tabulares presentan laminación interna organizada en ciclos, porosidad fenestral, estructuras de escape de fluidos, grietas de retracción.	Peloides y foraminíferos bentónicos.	Eren et al. (2002) Flügel (2004)
<i>Lagoon</i> (zona submareal, plataforma interna marina abierta) - Llanura mareal con marismas (zona mareal, plataforma interna restringida) (AF.7)	Arcillas grises con moteados y limos grises con raíces carbonosas (2-6,7 m de espesor). Niveles de carbón y arcillas carbonosas. Niveles carbonatados ocreos (<i>wackestone-packstone</i> de algas dasicladáceas).	Laminación formada por acumulación de fragmentos de algas.	Fragmentos de algas dasicladáceas.	Yilmaz y Altiner (2006) Husinec y Read (2007) Flügel (2004) Shao et al. (2003)
<i>Lagoon-backshoal</i> (plataforma interna marina abierta) (AF.8)	<i>Packstone</i> de peloides organizados en niveles tabulares de 1,6 m de espesor. <i>Wackestone-packstone</i> de ooides y peloides organizados en niveles de más de 1 m de espesor.	Los niveles tabulares (<i>packstone</i> de peloides) presentan ripples de oscilación en la superficie de techo. Los niveles <i>wackestone-packstone</i> de ooides y peloides son masivos.	Peloides, algas dasicladáceas, radiolas de equínidos, fragmentos de ostrácodos, foraminíferos bentónicos, granos de cuarzo y granos de glauconita en los niveles con textura <i>packstone</i> de peloides. Ooides micríticos, ooides concéntricos y ooides radiales, <i>grapestones</i> , fragmentos de bivalvos, equínidos, granos de cuarzo, foraminíferos bentónicos, peloides y granos de glauconita en los niveles con textura <i>wackestone-packstone</i> de ooides y peloides.	Strasser (1986) Flügel (2004) Palma et al. (2007)

Tabla V.- Asociaciones de facies (AF6-AF8) del Intervalo Basal con Carbonatos de la Sucesión Sedimentaria Inferior.

desarrollados en marismas, y *packstone* y *wackestone* de peloides con foraminíferos y algas verdes (Fig. 12e) y de ooides con granos compuestos (Fig. 12f) depositados en el sector de *backshoal* del *lagoon*. La mayor parte de estas asociaciones de facies (todas excepto las de plataforma media y externa) se desarrollaron en una amplia plataforma interna dominada por la sedimentación margosa (Fig. 13). En esta plataforma interna se desarrollaron llanuras mareales carbonatadas que coexistieron con marismas costeras. El desarrollo de algas verdes en las zonas submareales someras de la plataforma interna, generó una gran cantidad de partículas carbonáticas que pasaron a formar parte de otros subambientes sedimentarios asociados. La presencia de ooides resedimentados en facies de plataforma interna marina abierta (Fig. 12f y 13), y la presencia de ooides resedimentados en facies de plataforma media (Fig. 12b y 13), indican la existencia de barras o bajíos de ooides (*ooid shoals*) en el margen de la plataforma (Fig. 13). Este margen separaba la plataforma interna de la plataforma media y externa. El oleaje de buen tiempo y

de tormenta transportó ooides tanto hacia la zona de *backshoal* como hacia la plataforma media. La presencia de este complejo de barras de ooides generó las condiciones de protección necesarias para que se desarrollara tanto la asociación de facies de *backshoal*, en la que se depositaron tanto *grapestones* y peloides (Fig. 12f) con el desarrollo de ooides con envueltas radiales, como las facies de ambientes de *lagoon* (Fig. 12c) y zonas perimareales (Fig. 12d). La presencia de corales solitarios resedimentados en facies de plataforma interna restringida y en facies de *backshoal*, indica que la franja de bajíos de ooides del margen de la plataforma permitió las condiciones óptimas para la fijación y crecimiento de los corales en el margen de la plataforma. La presencia de niveles de acumulación de fragmentos de ostreidos en depósitos de tormenta en la plataforma media podría indicar que además de bajíos de ooides, el margen de la plataforma pudo desarrollar parches de ostreidos, que una vez más, el oleaje de tormenta transportaría hacia condiciones más profundas en la plataforma media, dando lugar a acumulaciones de ostreidos entre tramos de margas



grises con nanofósiles y foraminíferos planctónicos (Rodríguez-López, 2008).

Edad del Intervalo Basal con Carbonatos.

El análisis biostratigráfico realizado en el Intervalo Basal con Carbonatos en el sector de Alcaine se ha basado en el estudio de nanofósiles y

foraminíferos planctónicos (De Gea *et al.*, 2008) encontrados en niveles bien localizados dentro del Intervalo Basal con Carbonatos (Rodríguez-López *et al.*, 2005; Rodríguez-López, 2008) (Fig. 14a, 14b). El estudio de los nanofósiles realizado por De Gea *et al.* (2008) ha permitido reconocer diversos géneros (Fig.

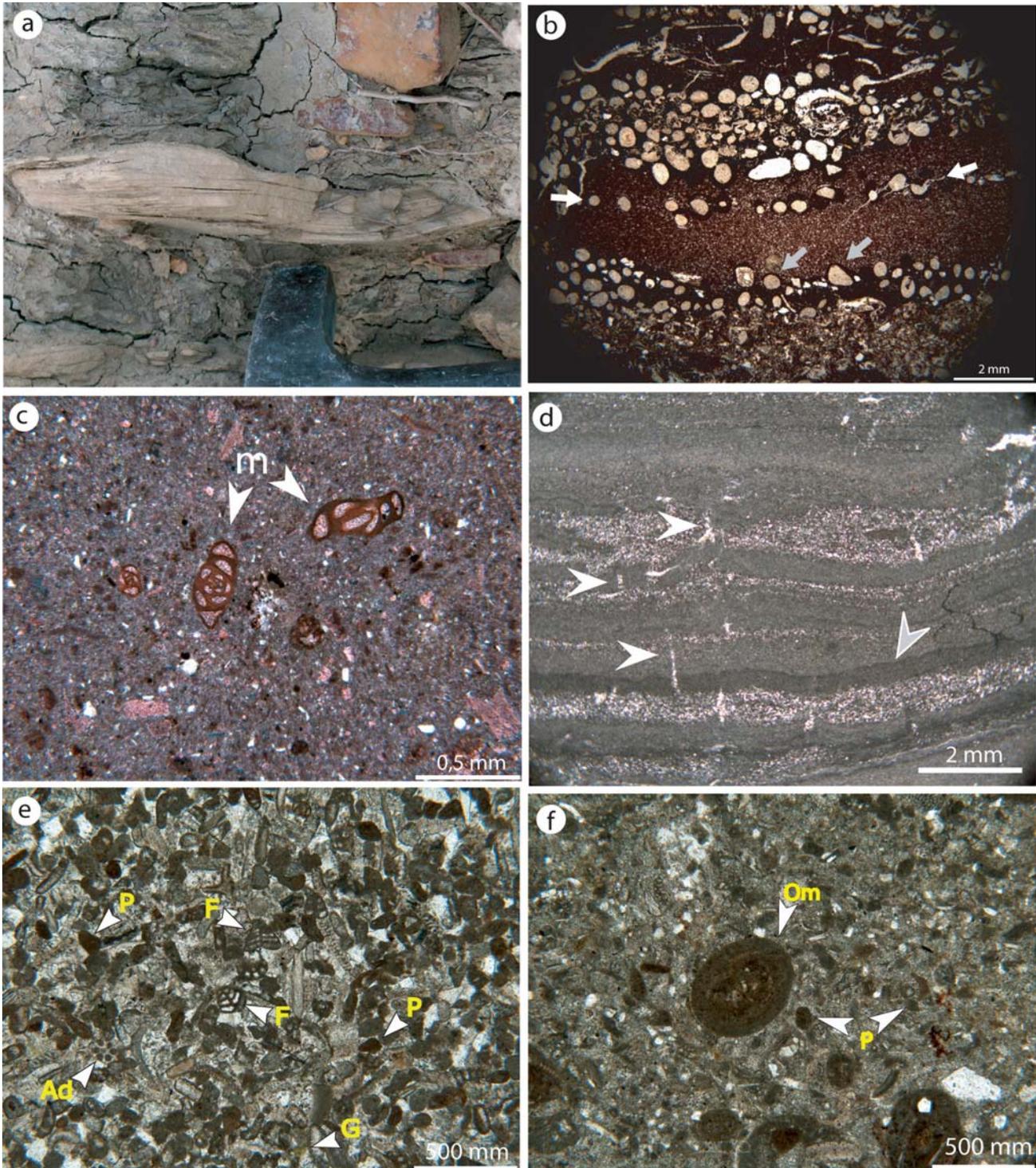


Figura 12.- Intervalo Basal con Carbonatos: (a) Niveles de tormenta siliciclásticos en la plataforma media. (b) Niveles de tormenta oolíticos en la plataforma media. Esta microfacies está formada por la alternancia de láminas dolomíticas y oolíticas. Nótese la distribución de ooides a lo largo de láminas discretas (flechas blancas). Nícoles paralelos. (c) *Lagoon* restringido. *Wackestone* de miliólidos (lámina con tinción de carbonatos, nícoles paralelos). (d) Carbonatos perimareales. *Bindstone* densamente laminado (alternancia de láminas pelagíticas y micríticas) con grietas de desecación perpendiculares a la laminación (flechas blancas) y láminas micríticas ricas en materia orgánica (flecha gris) (nícoles paralelos). (e) *Packstone-Grainstone* de peloides con foraminíferos (F), peloides (P), algas dasicladáceas (Ad) y glauconita (G) (nícoles paralelos). (f) *Lagoon-backshoal*. *Wackestone* de ooides, ooide micrítico (Om) y peloides (P) (nícoles paralelos).

14b) entre los que predominan *Watznaueria*, *Rhagodiscus*, *Zeugrhabdotus*, *Nannoconus* y *Hayesites*. En la mayoría de las muestras se ha identificado el taxón *Eprolithus floralis*, lo que unido a la ausencia de *Prediscosphaera columnata*, permite atribuir estos materiales a la Zona de *Rhagodiscus angustus*, de edad Aptiense superior (De Gea, 2004; De Gea *et al.*, 2008).

De Gea *et al.* (2008) indican que los foraminíferos planctónicos son relativamente abundantes en algunas muestras (por ejemplo AC-16, AC-18 y AC-26, Fig. 14a) y en general están representados mayoritariamente por el género *Praehedbergella*, cuyas formas dominantes son *Praehedbergella aptiana*, *Praehedbergella infracretacea*, *Praehedbergella convexa*, *Praehedbergella occulta*. También se han reconocido, aunque en menor proporción, los géneros *Hedbergella* (*Hedbergella trocoidea*), *Globigerinelloides* y *Ticinella*. Según De Gea *et al.* (2008) la presencia en las muestras de la especie *Ticinella bejaouaensis* permite atribuir estos materiales a la Zona de *Ticinella bejaouaensis*. Esta zona de foraminíferos planctónicos se sitúa en la parte alta del Aptiense Superior y se correlacionaría con la Zona de Nolani y parte de la Zona de Jacobi de ammonites (De Gea, 2004). De acuerdo con los datos obtenidos a partir del estudio de estos dos grupos fósiles estos autores concluyen que la edad de los materiales del Intervalo

Basal con Carbonatos en el sector de Alcaine corresponde a la parte alta del Aptiense Superior.

Intervalo Intermedio con Carbón

Características generales y asociaciones de facies.

Este intervalo está situado estratigráficamente sobre el Intervalo Basal con Carbonatos y está formado por capas de carbón, arcillas carbonosas y tramos arenosos, presentando un espesor que varía de 10 a 81 m (Fig. 5). Aflora excepcionalmente en el Sinclinal del Pantano de Cueva Foradada al norte de la población de Alcaine (Fig. 2b). Las capas de carbón que contiene este Intervalo se explotan económicamente en la Comarca de las Cuencas Mineras de Teruel; sin embargo, debido a las explotaciones mineras, en muchas zonas ha sido desmantelado por completo o bien los afloramientos han sido cubiertos por las escombreras de las minas. El estudio estratigráfico y sedimentológico realizado en este intervalo indica que se trata de un sistema sedimentario costero en el que se han reconocido ocho asociaciones de facies cuyas principales características se presentan en la tabla VI y cuyas relaciones espaciales se muestran en los paneles de correlación estratigráficos de detalle de la figura 15. Las principales asociaciones de facies son (ver Tabla VI): canales mareales, desbordamientos-llanura costera con marisma, llanura intermareal, barra de meandro mareal, llanura supramareal arcillosa con *tidal creeks*,

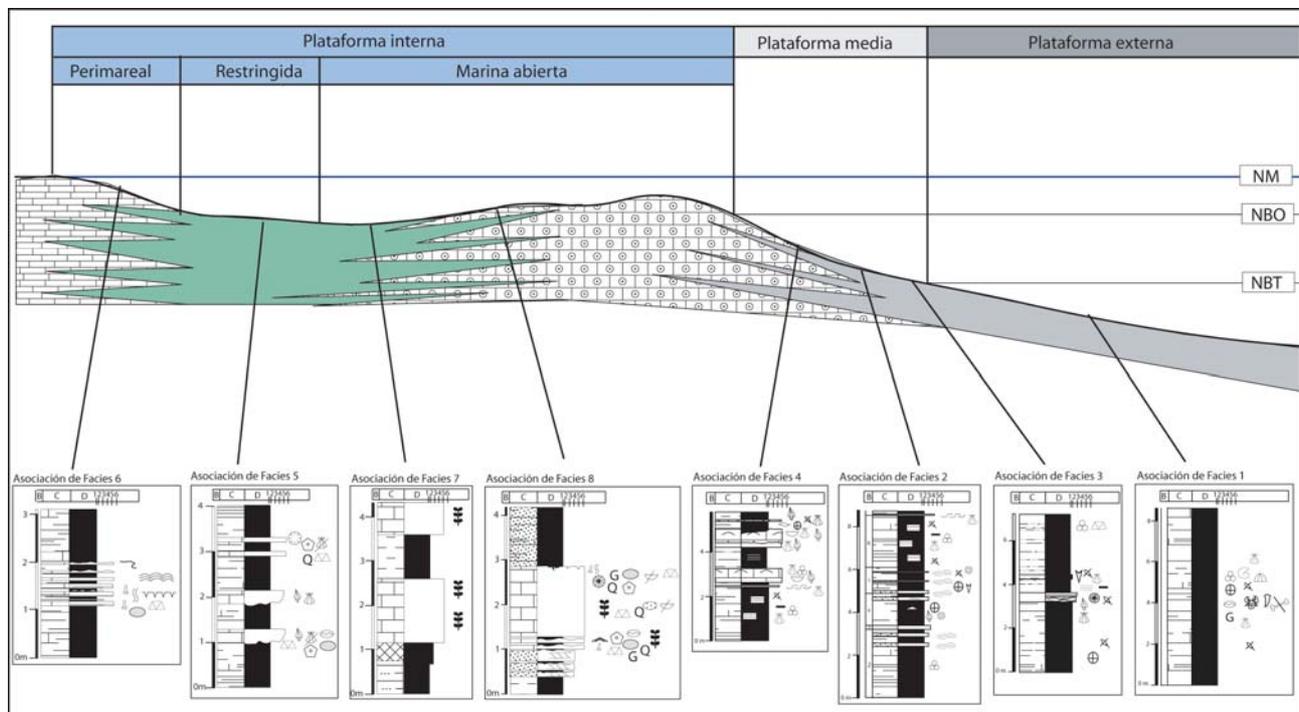


Figura 13.- Interpretación ambiental del Intervalo Basal con Carbonatos de la Sucesión Sedimentaria Inferior, basada en las asociaciones de facies estudiadas. Plataforma carbonática con el desarrollo de una amplia plataforma interna en la que se desarrollaron carbonatos perimareales (con laminación algal y grietas de desecación), facies de *lagoon* con miliólidos y peloides, algas dasicladáceas, manglares y facies de *backshoal*. Aunque no se han observado directamente facies de margen de plataforma con barras oolíticas, la presencia de ooides resedimentados, tanto en facies de *backshoal* (plataforma interna) como en facies de plataforma media (turbiditas oolíticas), atestiguan su existencia en el margen de la plataforma durante el desarrollo de este sistema deposicional. El desarrollo de depósitos de gravedad y tormentas caracterizan la sedimentación en la plataforma media, en el que las facies arenosas, oolíticas y bioclásticas alternan con margas con foraminíferos planctónicos y nanofósiles. Las facies de plataforma externa se caracterizan por potentes tramos de margas ricas en materia orgánica con foraminíferos planctónicos, nanofósiles y granos de glauconita. (NM) Nivel del Mar, (NBO) Nivel de Base del Oleaje. (NBT) Nivel de Base de Tormentas. (Modelo basado y modificado de Flügel, 2004).



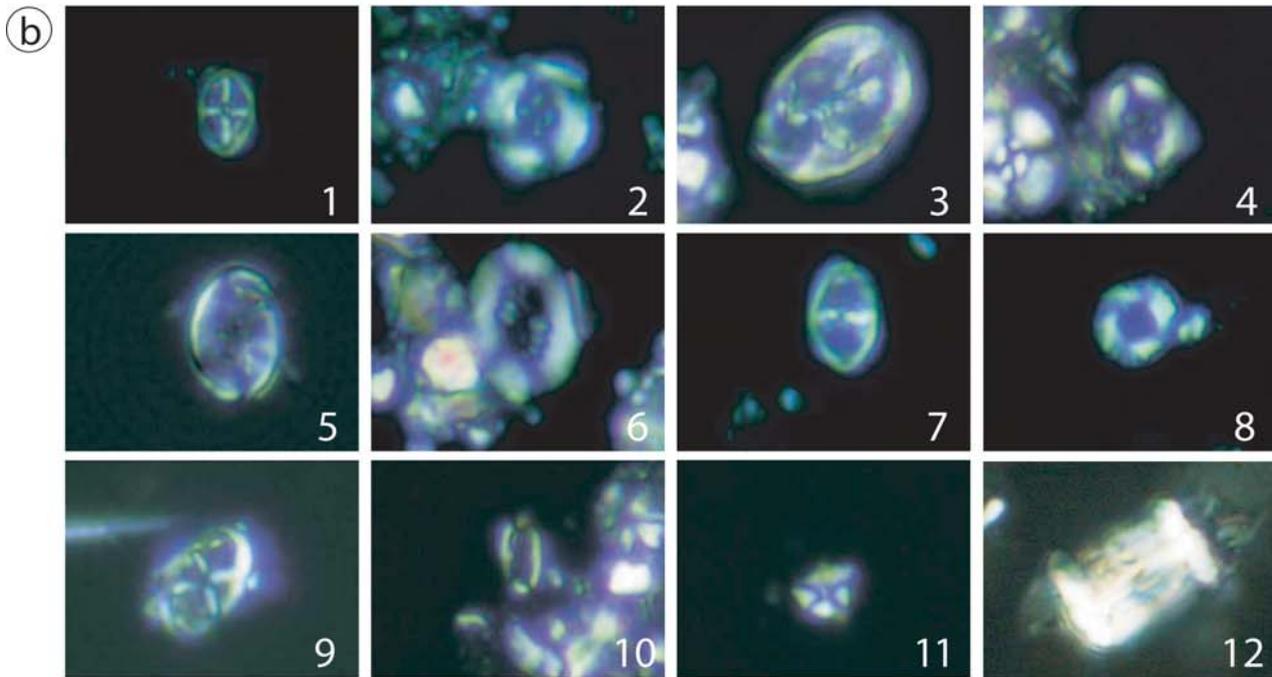
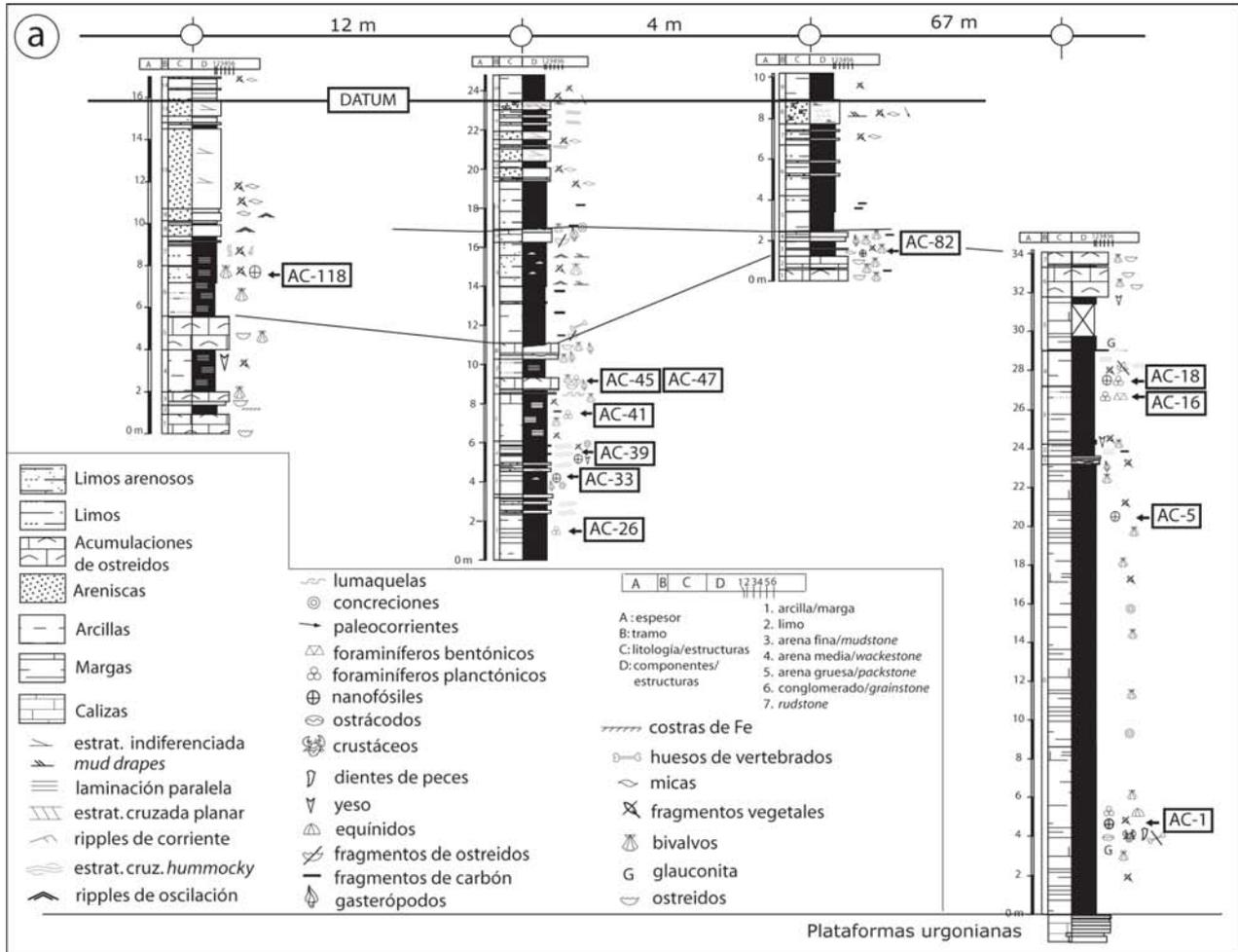


Figura 14.- (a) Panel de correlación estratigráfica de detalle de la base de la Fm. Escucha en el flanco meridional del Sinclinal de Cueva Foradada (modificado de Rodríguez-López *et al.*, 2005 y De Gea *et al.*, 2008). En el panel de correlación se indica la posición estratigráfica de las muestras estudiadas. El datum de correlación es la superficie del techo del canal mareal de mayor entidad correlacionable a lo largo del sector estudiado. El registro estratigráfico pertenece al Intervalo Intermedio con Carbón. (b) Microfotografías de nanofósiles característicos de la base de la Formación Escucha. Todas ellas están tomadas con núcleos cruzados y con una ampliación de 3300x. 1. *Staurolithites crux*; 2. *Helenea chiantia*; 3. *Mitosia infinita*; 4. *Flabellites oblongus*; 5. *Percivalia fenestrata*; 6. *Retecapsa surirella*; 7. *Zeugrhabdotus erectus*; 8. *Diazomatolithus lehmanii*; 9. *Chiastozygus litterarius*; 10. *Rhagodiscus gallagheri*; 11. *Hayesites irregularis*; 12. *Eprolithus floralis* (Modificado de De Gea *et al.*, 2008).

marismas, *backbarrier lagoon-tidal creeks, tidal inlet-flood tidal delta* (Rodríguez-López, 2008, Rodríguez-López *et al.* 2005) (Figs. 15a-15d). Las capas de carbón se desarrollaron en marismas de *back-barrier* asociadas al sistema isla barrera-*lagoon* (Fig. 15d) (Rodríguez-López *et al.* 2005; Rodríguez-López, 2008).

El Intervalo Intermedio con Carbón presenta las mismas asociaciones de facies en otros sectores estudiados. En el Sector de Oliete, situado hacia el NE del Sector de Alcaine (Fig. 2b), la asociación de facies de canal mareal (Asociación de Facies 1) presenta paleocorrientes dominantes hacia el S. Junto a esta asociación de facies, en este sector también se han observado las asociaciones de facies de marisma (Asociación de Facies 6) y de llanura intermareal (Asociación de Facies 3).

En el Sector de Estercuel-Gargallo, situado al sur del Sector de Alcaine (Fig. 2b), la asociación de facies dominante es la de marisma (Asociación de Facies 6) y la de desbordamientos (Asociación de Facies 2) (Fig. 11). En este sector, los carbones de marismas contienen restos de foraminíferos y dinoflagelados (Peyrot *et al.*, 2007a) indicando de nuevo que las marismas que generaron el carbón estaban muy próximas al mar.

Si bien en lo que respecta a las facies y asociaciones de facies, este Intervalo Intermedio con Carbón es bastante homogéneo en todo el área de estudio, en lo que se refiere a espesores, muestra variaciones muy rápidas (de 9 a 80 m, Fig. 5) asociadas a la tectónica distensiva sinsedimentaria, que afectó a la sedimentación de este Intervalo Intermedio con Carbón (Rodríguez-López *et al.* 2007a).

Edad del Intervalo Intermedio con Carbón.

Nuevos datos obtenidos en el Intervalo Intermedio con Carbón en la Comarca de las Cuencas Mineras de Teruel indica una edad Aptiense Superior-Albiense Inferior para este intervalo a partir de la bioestratigrafía de dinoflagelados, esporas y pólenes (Peyrot *et al.*, 2007a).

Intervalo Superior Arcilloso

Características generales y asociaciones de facies.

Este intervalo presenta un espesor variable que oscila entre 0 y 190 m de espesor, formado principalmente por arcillas arenosas y arcillas limosas grises y verdes con moteados pardos, rojos y amarillos (Fig. 11). Contiene algunos niveles de arcillas carbonosas y fragmentos vegetales dispersos. Si bien los datos relativos a este intervalo son escasos debido a la falta de afloramientos, el dominio de sedimentos de grano fino y la presencia de niveles carbonáticos con huellas de raíces, indica un medio sedimentario de baja energía en el que se desarrollaron procesos pedogenéticos (Rodríguez-López, 2008).

Edad del Intervalo Superior Arcilloso.

Hasta el momento no se han encontrado fósiles con valor cronoestratigráfico en este intervalo, pero por su localización al techo del Intervalo Intermedio con Carbón y por debajo de la SDR consideramos que su edad es Albiense inferior.

Síntesis de la Sucesión Sedimentaria Inferior (SSI).

Tanto la distribución espacial como la distribución de espesores de los tres Intervalos de esta Sucesión Sedimentaria Inferior, situada entre las plataformas urgonianas y la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) estuvieron fuertemente condicionados por la tectónica distensiva sinsedimentaria (Rodríguez-López *et al.*, 2007a; 2007b) (Fig. 11).

En conjunto, esta Sucesión Sedimentaria Inferior constituye el registro estratigráfico de diferentes sistemas sedimentarios marinos y costeros, que comenzó en el Aptiense Superior con el desarrollo de una plataforma carbonatada con facies someras más o menos mixtas, en el que el espacio de acomodación fue ocupado por sedimentos de tamaño de grano predominantemente fino. El sistema evolucionó a un medio sedimentario siliciclástico, donde los ambientes formadores de carbón estaban asociados a marismas de *back-barrier* y marismas desarrolladas en un sistema costero siliciclástico. Así, los niveles productivos de carbón quedaron restringidos a un determinado tramo estratigráfico que es reconocido a escala regional, que constituye el intervalo estratigráfico que contiene las capas de carbón que se explotan económicamente en la Comarca de las Cuencas Mineras y en la de Ariño-Sierra de Arcos de Teruel. La distribución y preservación del Intervalo Superior Arcilloso estuvieron fuertemente controladas por la tectónica sinsedimentaria y la erosión posterior asociada al desarrollo de la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) (Fig. 5, 10, 11) (Rodríguez-López *et al.*, 2007a).

Los datos bioestratigráficos de nanofósiles, foraminíferos planctónicos, dinoflagelados y polen (Peyrot *et al.*, 2007a; 2007b; De Gea *et al.*, 2008; Rodríguez-López, 2008) indican una edad Aptiense superior-Albiense inferior para esta Sucesión Sedimentaria Inferior.

La sucesión sedimentaria por encima de la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) (Sucesión Sedimentaria Superior (SSS); Sistema desértico arenoso (*erg*))

Como se ha indicado anteriormente, sobre la Superficie de Discontinuidad Regional identificada (SDR), se encuentra una Sucesión Sedimentaria Superior (SSS), arenosa con carácter marcadamente expansivo, que incluye las areniscas, arcillas y limos de la parte superior de la Fm. Escucha y la totalidad de la Fm. Utrillas (Fig. 5).

Al abordar el estudio sedimentológico de esta Sucesión Sedimentaria, es de particular importancia y muy significativa la ausencia, en la Fm. Utrillas, de rasgos sedimentológicos fluviales dentro de los potentes tramos arenosos presentes en su área tipo (Comarca de las Cuencas Mineras de Teruel), de tal manera que no se han observado ni bases erosivas canalizadas en la base de los cuerpos arenosos, ni secuencias *fining-upwards* características de relleno de

ASOCIACIÓN DE FACIES	LITOLOGÍA Y GEOMETRÍA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	REFERENCIAS
Canal mareal (AF.1)	Cuerpo de arenisca de grano fino, plano-convexo de 8 m de potencia. Base erosiva con <i>lag</i> de cantos de cuarcita redondeados.	Sets de estratificación cruzada superpuestos. <i>Drapes</i> arcillosos en las caras de avalancha. Laminación de <i>ripples</i> de corriente unidireccional y de oscilación.	Nio y Yang (1991) Rossetti (2001)
Desbordamientos - llanura costera con marisma (AF.2)	Niveles tabulares arenosos de base y techo netos (0,25-1,21 m de espesor). Limos y arcillas con fragmentos vegetales carbonosos y micas.	Estratificación y laminación de bajo ángulo y laminación de <i>ripples</i> en las bases y techos de los niveles arenosos. laminación submilimétrica arenosa en los limos y arcillas.	Elliot (1974)
Llanura intermareal (AF.3)	4 m de espesor. Repetición cíclica de niveles de limos grises y arenosos (areniscas de grano fino).	Laminación lenticular y tubos de bioturbación en los limos grises. Laminación cruzada de <i>ripples</i> con <i>mud drapes</i> , laminación <i>flaser</i> y tubos de bioturbación.	Howard y Frey (1985) Reineck y Wunderlick (1968)
Barra de meandro mareal (AF.4)	8,5 m de espesor. Repetición cíclica de niveles de arenisca de grano fino (20-40 cm de espesor) y arcillas y limos grises masivos formando un cuerpo heterolítico plano-cóncavo.	La base de los niveles arenosos están bioturbados. Internamente presentan estratificación cruzada planar. El techo muestra laminación de <i>ripples</i> con laminación <i>flaser</i> . Los limos contienen estratificación <i>wavy</i> y lenticular.	Friis et al. (1998) De Raaf y Boersma (1971) Smith (1988) De Mowbray (1983) Brownridge y Moslow (1991)
Llanura supra-mareal arcillosa con charcas y <i>tidal creeks</i> (AF.5)	14 m de espesor. Arcillas y limos negros, grises y verdes con moteados rojos. Niveles de carbón arcilloso. Niveles lenticulares arenosos (areniscas de grano fino). Niveles tabulares de color blanco (<i>packstone</i> de algas verdes).	Laminación arenosa submilimétrica con acumulación de fragmentos vegetales carbonosos y de huesos. Los niveles arenosos presentan estratificación cruzada épsilon.	Johnson y Friedman (1969) Allen (1963) Reading y Collinson (2004) Straaten (1959) Howard y Frey (1985)
Marismas (AF.6)	Arcillas y limos grises con fragmentos vegetales carbonosos y de macroflora. Niveles arenosos (areniscas de grano fino). Niveles de carbón. Niveles carbonatados con gasterópodos.	Los limos y las arcillas contienen pequeños bivalvos y laminación lenticular. Los niveles arenosos presentan tubos de bioturbación.	Staub y Cohen (1979) Zhuang y Chappell (1991) Howard y Frey (1985) Straaten (1959)
<i>Backbarrier lagoon-tidal creeks</i> (AF.7)	Limos grises formando una sucesión sedimentaria de potencia decamétrica. Cuerpos arenosos (areniscas de grano fino-medio) lenticulares y convexo-cóncavos con bases y techos netos. Las bases son erosivas.	Laminación y estratificación lenticular y laminación arenosa submilimétrica en los limos grises. Los cuerpos arenosos contienen estratificación cruzada épsilon, internamente contienen estratificación cruzada de surco. Trenes de <i>ripples</i> sobre las superficies de acreción lateral.	Collinson (2004) Howard y Frey (1985) Williams (1991) Molina-Cruz et al. (2002) Johnson y Friedman (1969) Oertel (1984) Akhtar y Srivastava (1976) Noe-Nygaard y Surlyk (1988) Horne et al. (1978) Hoyt y Henry (1967)
<i>Tidal inlet-flood tidal delta</i> (AF.8)	12 m de espesor. Areniscas de grano fino en estratos plano- paralelos, ondulados. Conglomerado de cantos blandos con base marcadamente erosiva. Areniscas de grano fino con canto blandos.	Areniscas organizadas en sets de estratificación cruzada tangencial, bipolaridad de paleocorriente (flujo y reflujo). <i>Mud drapes</i> en las caras de avalancha. Areniscas de grano fino con sets de estratificación cruzada superpuestos con paleocorrientes de flujo.	Williams (1991) Nio y Yang (1991) Moslow y Tye (1985) Cheel y Leckie (1990) Heron et al. (1984)

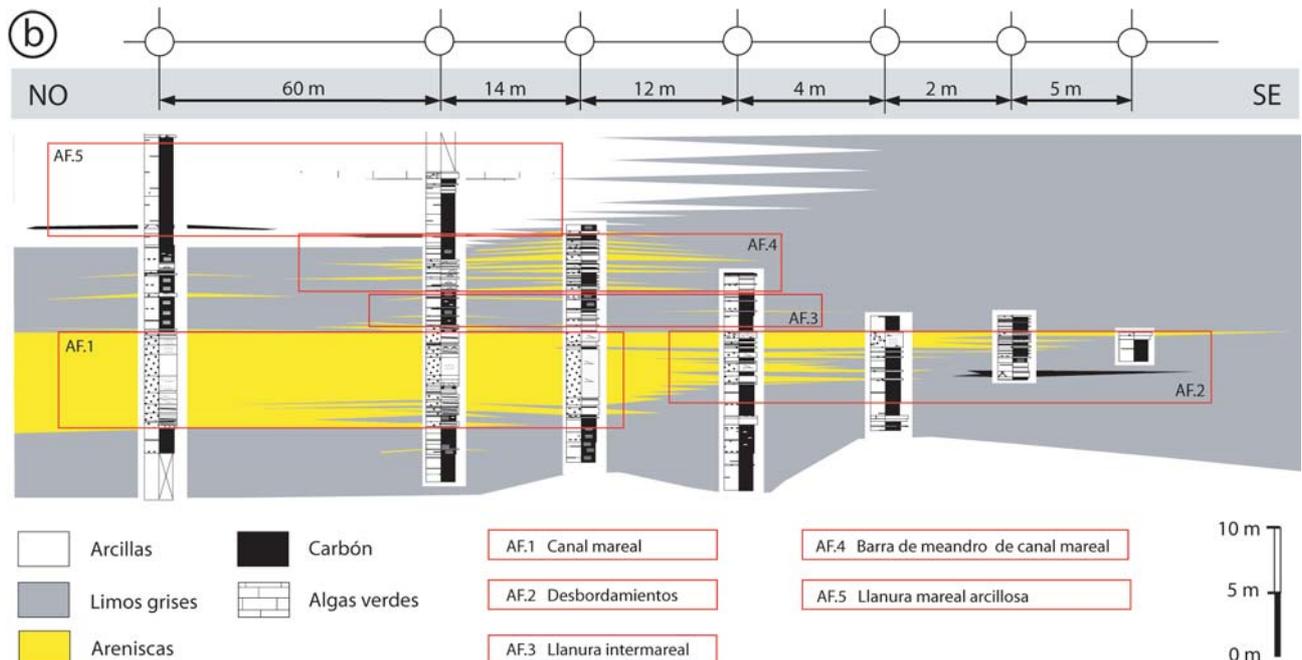
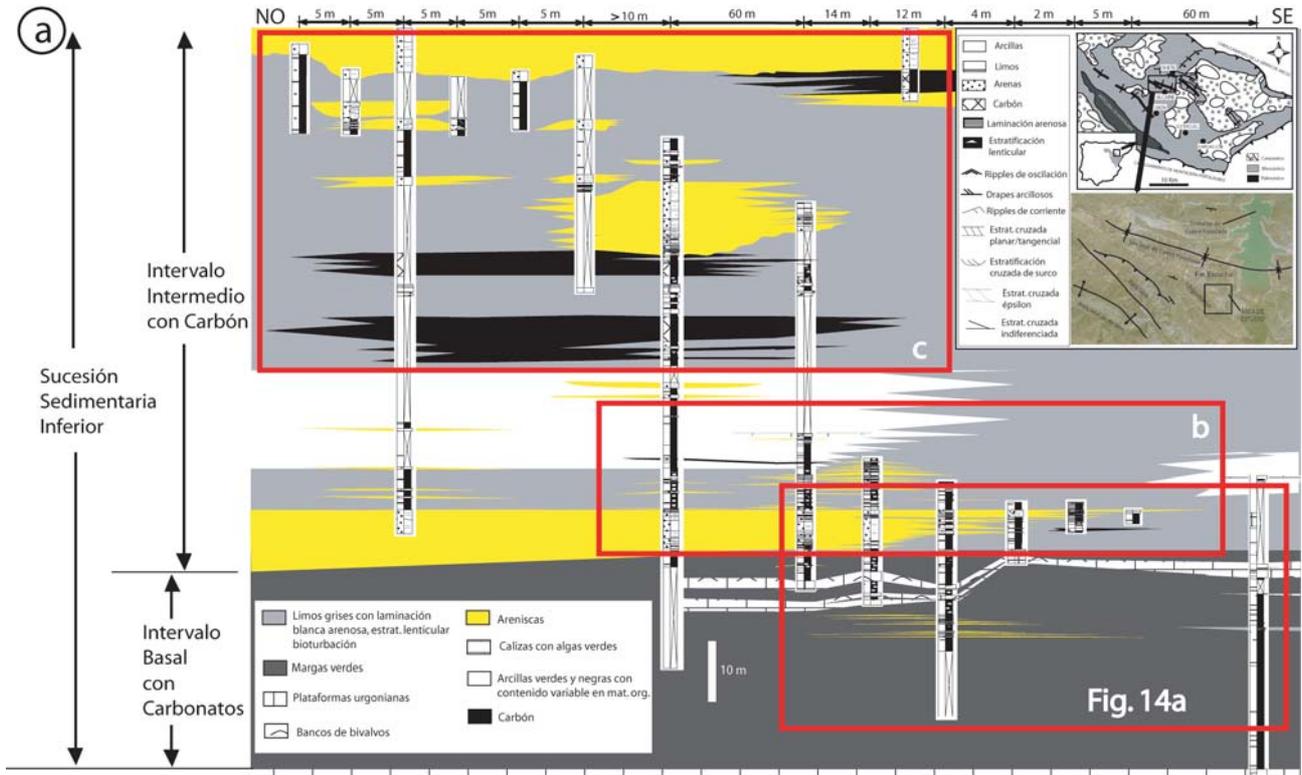
Tabla VI.- Asociaciones de facies del Intervalo Intermedio con Carbón de la Sucesión Sedimentaria Inferior.



canal, ni las sucesiones verticales de facies correspondientes a un canal fluvial.

El estudio sedimentológico de detalle de los tramos arenosos atribuidos a la Fm. Escucha y a la Fm. Utrillas, todos ellos situados por encima de la Superficie de Discontinuidad Regional, pone de manifiesto que se trata de potentes tramos arenosos muy homométricos, cuyos análisis granulométricos indican un tamaño predominante entre 2-3 ϕ (Rodríguez-López *et al.* 2006a), que muestran estratificación cruzada a diferentes escalas con bases

muy tangenciales y con extensas caras de avalancha (pueden llegar a tener decenas de metros de longitud) que alcanzan una inclinación de 35°. El estudio sedimentológico realizado por Rodríguez-López *et al.* (2008a), concluye que los potentes tramos de areniscas de esta Sucesión Sedimentaria Superior están formados predominantemente por facies eólicas desérticas entre las que se han reconocido dunas crescéticas compuestas, *draas* lineares y dunas eólicas complejas, *sandsheets*, interdunas secas, húmedas y evaporíticas, depósitos de *sabkhat* detríticas y facies extraduna (*lagoon*)



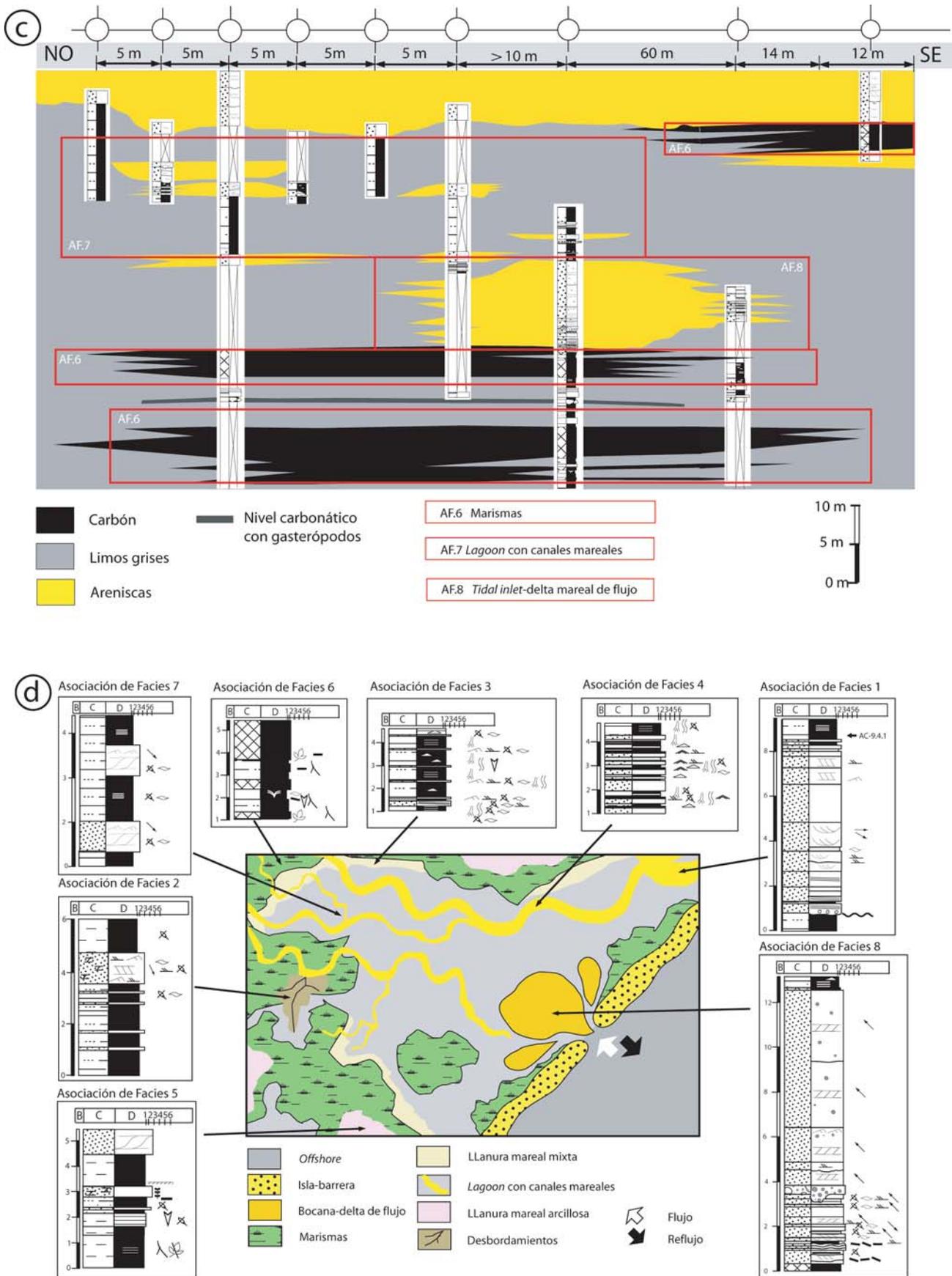


Figura 15.- (a) Panel de correlación estratigráfica de la Sucesión Sedimentaria Inferior en el Sinclinal de Cueva Foradada (Modificado de Rodríguez-López *et al.*, 2005). (b y c) Arquitectura estratigráfica de la parte inferior del Intervalo Intermedio con Carbón, mostrando la distribución espacial de las asociaciones de facies. (d) Distribución de las asociaciones de facies en los diferentes subambientes sedimentarios de un sistema isla barrera-lagoon.

coetáneas, que forman los principales elementos arquitecturales de un sistema desértico arenoso de tipo *erg* (ver una discusión detallada en Rodríguez-López *et al.*, 2008a). Algunas de las estructuras y componentes de pequeña y media escala que han sido observadas en las arenas de dunas eólicas son: (1) laminación de *ripples* eólicos (*subcritically climbing translational strata* en *toesets* de dunas crecscénticas (Fig. 16a), en *sandsheets* eólicos (Fig. 16d) y en *draa plinths* de *draas* lineares (Fig. 16e) (ver Rodríguez-López *et al.*, 2008a); (2) *ripples* de adhesión en interdunas húmedas (Fig. 16b); (3) rosa del desierto excepcionalmente preservada asociadas a *draas* (dunas eólicas complejas) (Fig. 16c); (4) depósitos de *grainflow* y *grainfall* en las caras de avalancha de las dunas eólicas (Figs. 16f, 17a, 17c, 17d); (5) laminación *pin-stripe* en los límites de la laminación de las caras de avalancha (Fig. 17a) y en la laminación de *ripples* eólicos (Fig. 16a, 16d); *salt ridges* (Fig. 17d); (6) arena eólica retrabajada por flujos de agua (Fig. 17e, ver Rodríguez-López *et al.*, 2008a); (7) *ripples* eólicos situados en los *foresets* de dunas eólicas mayores (orientados con sus crestas perpendicularmente a las caras de avalancha) y generados por flujos de aire oblicuos, (Fig. 17f, ver Rodríguez-López *et al.*, 2008a); (8) *sets* superimpuestos de dunas eólicas con *foresets* muy tangenciales (Fig. 17g).

Este sistema desértico se extiende al menos en un área de 16.000 Km² abarcando los afloramientos estudiados en las Provincias de Soria, Zaragoza y Teruel (Figs. 2, 18). Se trata de un sistema complejo y zonado espacialmente, formado por diversos subambientes sedimentarios, distribuidos desde las regiones más proximales, situadas hacia el NO y cercanas al Macizo Ibérico, hasta los sectores más distales, localizados hacia el SE, y donde se producía una interacción entre el sistema desértico y los ambientes costeros del mar del Tethys (Fig. 18) (Rodríguez-López *et al.* 2006; 2008a; 2010).

A continuación se exponen las asociaciones de facies del sistema desértico, su zonación espacial así como su evolución temporal.

Asociaciones de Facies y zonación espacial del sistema desértico arenoso (erg)

El sistema desértico que constituye la Sucesión Sedimentaria Superior (SSS) presenta una zonación característica (Rodríguez-López, 2008) (Fig. 18a, 18b), similar a la descrita por Porter (1986) para otros sistemas desérticos arenosos (*ergs*) antiguos, según la cual estos sistemas presentan una zonación que divide el sistema desértico en tres sectores desarrollados desde una posición proximal (*back-erg*), hacia una posición central (*central-erg*) hasta una posición distal (*fore-erg*) (Fig. 18a, 18b).

Back-erg. El *back-erg* (Fig. 18a) constituye el sector proximal del sistema desértico, y se ha reconocido en las Provincias de Soria, Zaragoza y Teruel, donde se produjo la interacción entre sistemas fluviales efímeros

procedentes del Macizo Ibérico y el viento (Rodríguez-López *et al.*, 2010), dando lugar a ciclos fluvio-eólicos (Fig. 19a) típicos de la orla de *wadis* que se desarrolla entre los macizos rocosos y el *central-erg*. El *back-erg* de este sistema presenta dos dominios paleogeográficos bien diferenciados, un *back-erg* interno y un *back-erg* externo (Fig. 18b) (Rodríguez-López *et al.*, 2010); (i) el *back-erg* externo (*outer back-erg*) está situado en la Provincia de Soria, y se caracteriza por ser uno de los principales depocentros del sistema desértico. En esta zona se generaron potentes acumulaciones de arenas de dunas eólicas y su interestratificación con conglomerados depositados en sistemas fluviales efímeros. La entrada de flujos de agua al margen del *erg* produjo la destrucción parcial de las dunas eólicas dando lugar a su retrabajamiento. Por otra parte, la intensa acción del viento generó extensos pavimentos desérticos y *lags* de deflación que contienen ventifactos y cantos pulidos, en cuyas superficies se llegó a desarrollar barniz desértico (Rodríguez-López *et al.*, 2010). El estudio sedimentológico de detalle desarrollado en el *outer back-erg* (Rodríguez-López *et al.*, 2010) ha permitido reconocer seis asociaciones de facies cuyas principales características son presentadas en la tabla VII. Estas asociaciones de facies son: (1) *debris flows*; (2) pavimentos desérticos; (3) dunas eólicas; (4) *lags* de deflación; (5) flujos hiperconcentrados y (6) dunas eólicas con cantos dispersos (ver Rodríguez-López *et al.*, 2010).

(ii) el *back-erg* interno (*inner back-erg*) (Provincia de Zaragoza, sectores de Alhama de Aragón y Nuévalos, y Provincia de Teruel, sector de Piedrahita-Hinojosa-Plou), en el que el registro sedimentario del sistema desértico se desarrolla sobre unidades del Triásico en el Alto Estructural de Ateca (Garrido-Megías & Villena, 1976; Mensink *et al.*, 1990). Este *back-erg* interno se caracteriza por el dominio de depósitos de *mud playa* interestratificados con depósitos de *wadis*, dunas eólicas y *sandsheets* eólicos. En este sector se produjeron intensos procesos de erosión y retrabajamiento por parte del viento y los flujos de agua efímeros. Así, los canales expuestos de los *wadis* experimentaron intensos procesos de deflación, desarrollando sobre su lecho seco y expuesto, superficies de deflación con ventifactos y quedando posteriormente cubiertos por sedimentos eólicos. Por otra parte, las dunas eólicas y las superficies expuestas y desecadas de los *mud playas* fueron intensamente retrabajadas por los flujos de agua efímeros. El estudio sedimentológico de detalle desarrollado en el *inner back-erg* (Rodríguez-López *et al.*, 2010) ha permitido reconocer nueve asociaciones de facies cuyas principales características son presentadas en la tabla VII. Estas asociaciones de facies son: (1) *wadis* de arena y grava (Fig. 19a); (2) *sandsheet* eólico (Fig. 19a); (3) canales efímeros de arena y cantos (Fig. 19b); (4) *sheetfloods* (Fig. 19c); (5) *mud playas*-llanura de inundación efímeros (Fig. 16d); (6) *lags* de deflación con ventifactos (Fig. 19e);

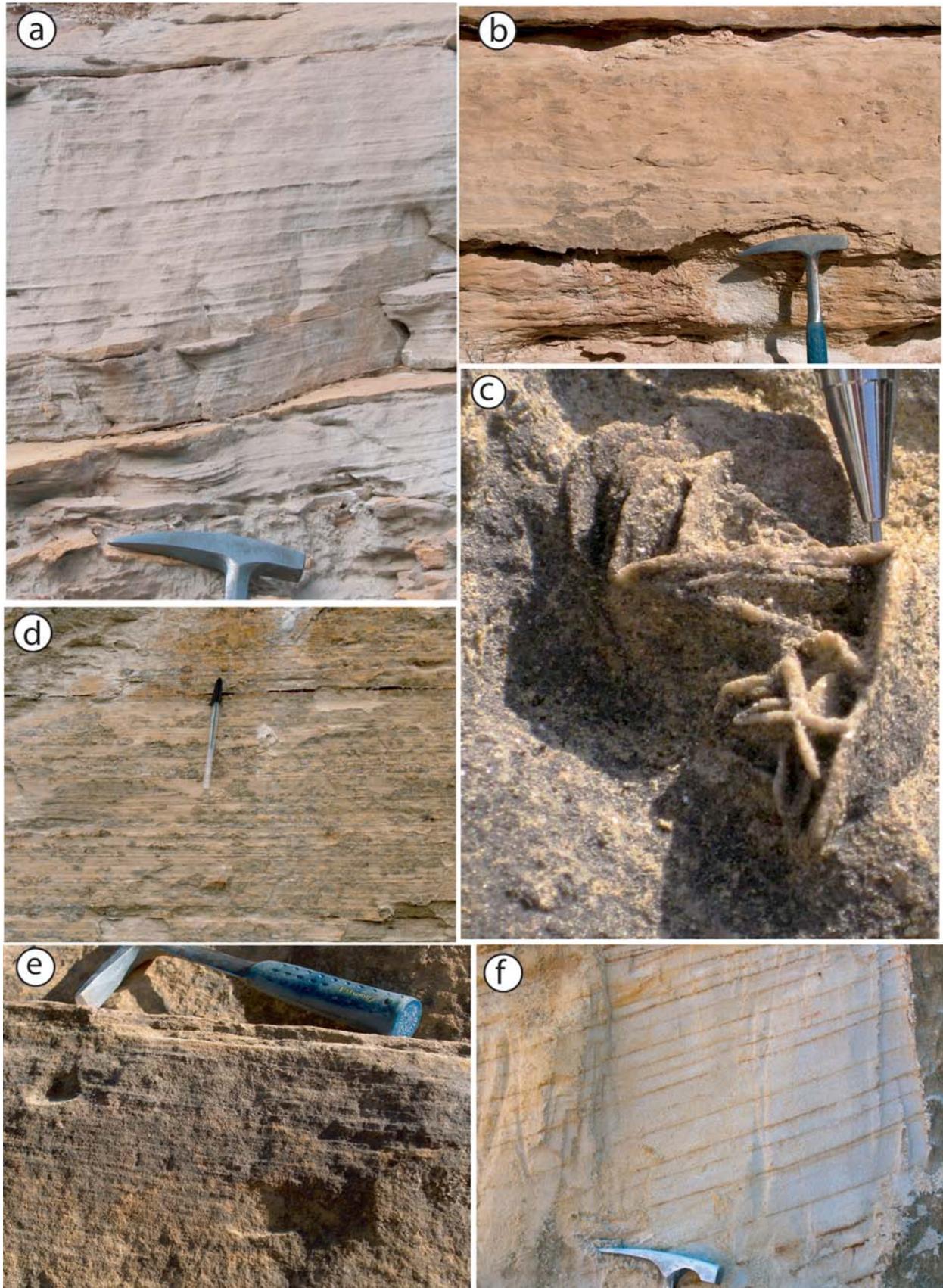


Figura 16.- Estructuras sedimentarias en las asociaciones de facies eólicas estudiadas. (a) Laminación de *ripples* eólicos en la base del *foreset* de una duna eólica mostrando laminación *pin-stripe*. (b) Laminación ondulada asociada a *ripples* de adhesión en una interduna húmeda (Modificado de Rodríguez-López *et al.*, 2008a). (c) Rosa del desierto excepcionalmente preservada en depósitos eólicos asociados a *draas* lineares. (d) *subcritically climbing translent strata* (laminación de *ripples* eólicos, paleoviento de izquierda a derecha) en un *sandsheet* eólico (Modificado de Rodríguez-López *et al.*, 2008a). (e) Laminación de *ripples* eólicos en depósitos de *draa plinth* (ver Rodríguez-López *et al.*, 2008a); (f) depósitos de *grainflow* en las caras de avalancha de dunas eólicas (Modificado de Rodríguez-López *et al.*, 2008a).

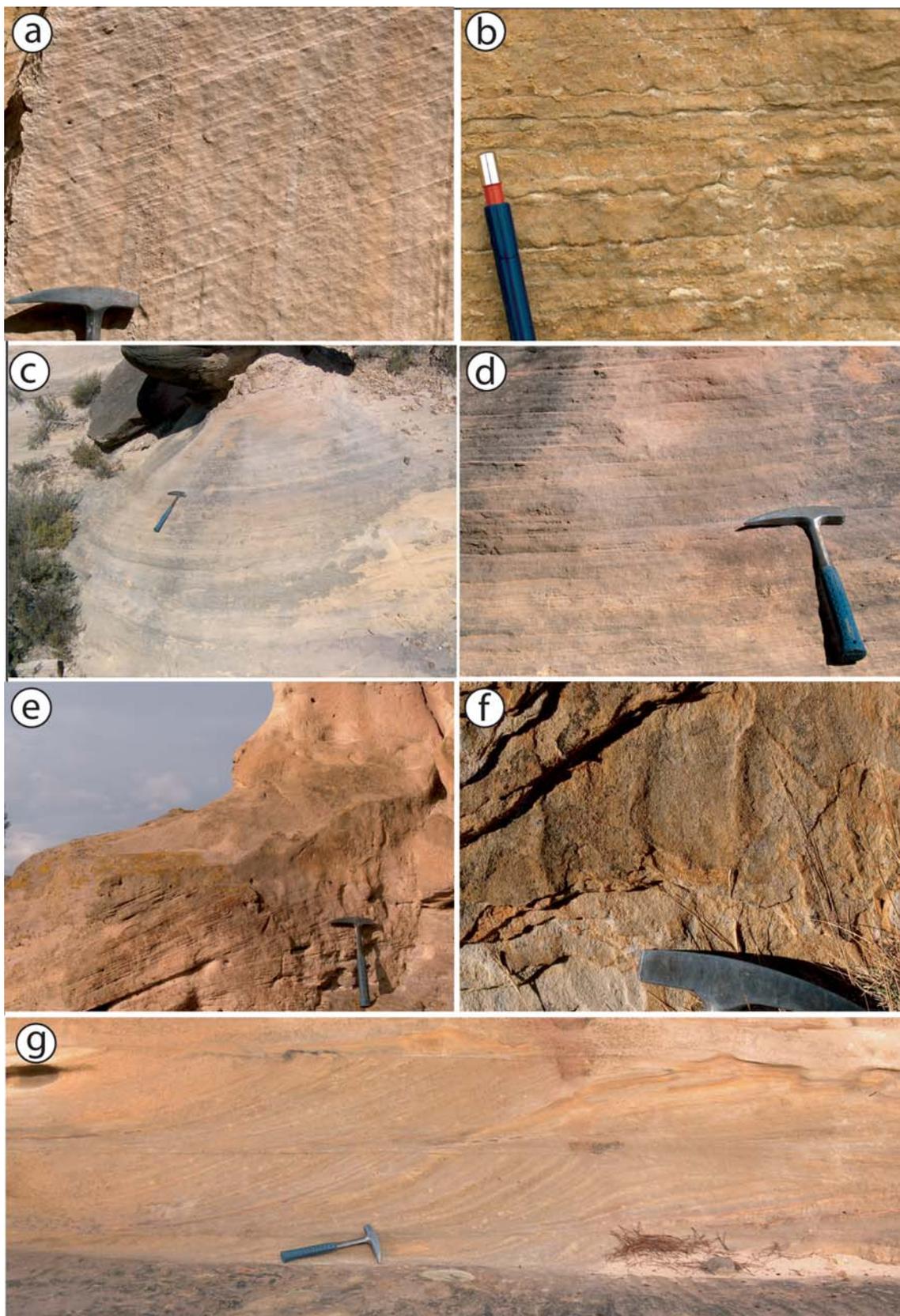


Figura 17.- (a) Estratificación cruzada formada por depósitos de *grainflow* en el *foreset* de una duna eólica. (b) crestas de sal (*salt ridges*) desarrolladas en una *sabkha* predominantemente detrítica (*detrital-dominant sabkha*, Modificado de Rodríguez-López *et al.*, 2008a). (c) *Foreset* de una duna eólica formada por areniscas de grano fino muy bien seleccionadas. (d) Detalle de (c) mostrando la alternancia de depósitos de *grainflow* y de *grainfall* en el *foreset* de una duna eólica. (e) Depósitos de flujo en masa (areniscas masivas formadas por arenas eólicas retrabajadas por flujos de agua) erosionando *sets* de estratificación cruzada de dunas eólicas (Modificado de Rodríguez-López *et al.*, 2008a). (f) *Ripples* eólicos desarrollados en la cara de avalancha de una duna eólica compleja (*draa*) (ver Rodríguez-López *et al.*, 2008a). (g) *Sets* de dunas eólicas superpuestas caracterizados por bases muy tangenciales. (Ver página anterior).



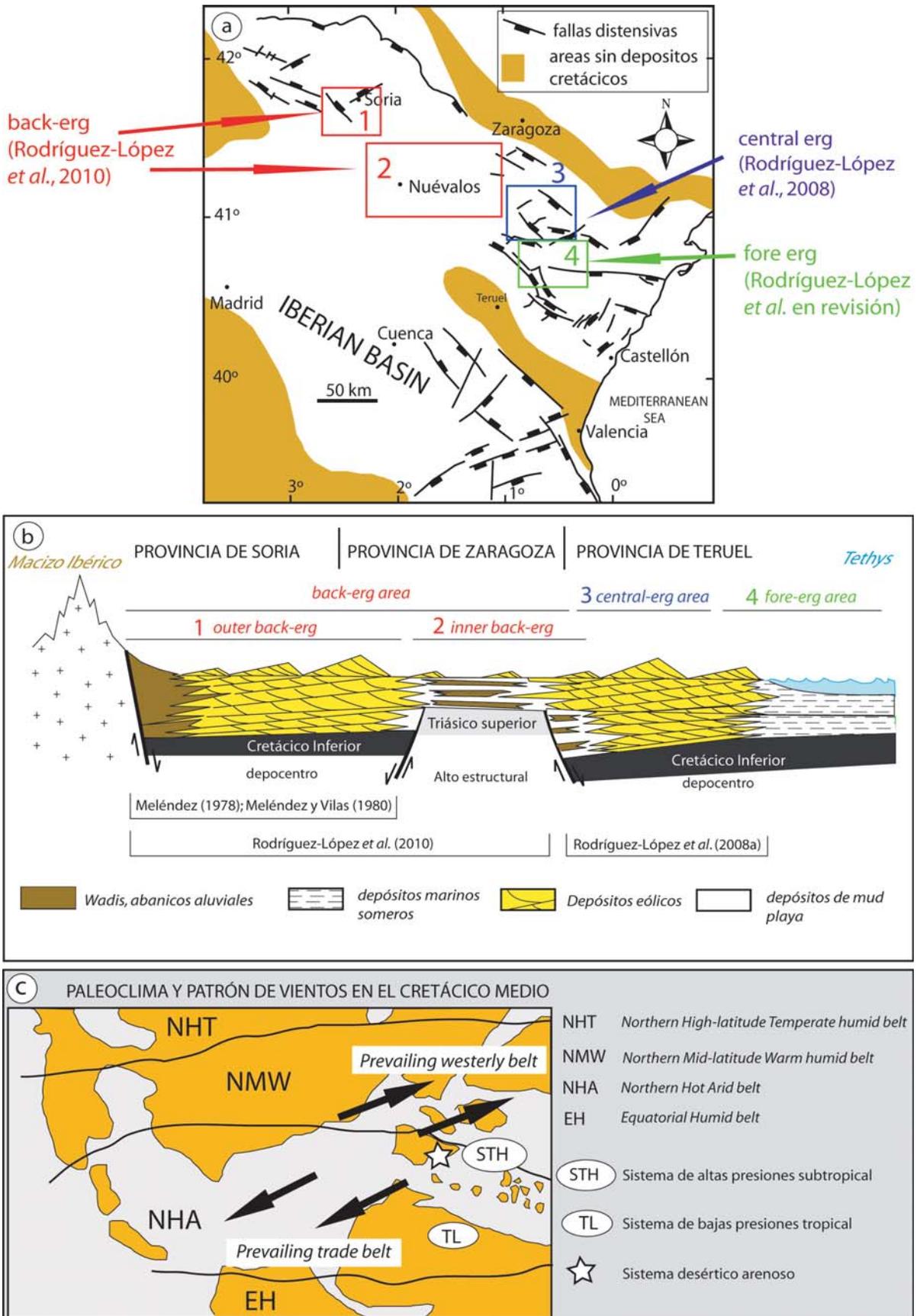


Figura 18.- (a-b) Zonación espacial del Sistema Desértico arenoso (erg) desarrollado en el este de Iberia desde el Albiense Inferior al Cenomaniense inferior, entre el Macizo Ibérico y el Tethys (ver Porter, 1986). (c) Mapa paleogeográfico del Albiense mostrando la distribución de cinturones paleoclimáticos y principales direcciones de paleovientos (Modificado de Rodríguez-López *et al.*, 2006a; 2008a). Paleogeografía, paleovientos y sistemas de presión atmosférica de Chumakov *et al.*, (1995), Spicer y Skelton (2003), Poulsen *et al.* (1998), Latta *et al.* (2006), Wortmann *et al.* (1999) y Herrle *et al.* (2003).

(7) dunas eólicas; (8) depósitos eólicos bimodales y (9) canales efímeros arenosos (ver la discusión de estas asociaciones de facies en Rodríguez-López *et al.*, 2010).

El *back-erg* cretácico presentaría una distribución paleogeográfica similar a la distribución de ambientes sedimentarios observados en la figura 20a.

En el *back-erg* se han observado superficies de *mud playas* con tubos de bioturbación de insectos (Rodríguez-López *et al.*, 2010) y abundantes troncos silicificados de tamaños variables, algunos alcanzando longitud métrica (Meléndez, 1978) asociados a dunas eólicas.

Central-erg. El *central-erg* (Fig. 18a, 18b) constituye el sector central del sistema desértico, y se sitúa geográficamente en los sectores de Estercuel-Gargallo y Oliete-Ariño (Fig. 2b). En el *central-erg* se produce una de las principales acumulaciones y desarrollo de los depósitos eólicos del sistema desértico con la formación de diferentes asociaciones de facies cuyas características han sido estudiadas en detalle por Rodríguez-López *et al.* (2008a). La tabla VII muestra las principales características de las asociaciones de facies del *central erg* que son: (1) dunas eólicas crecéticas; (2) *draas* lineares; (3) *draas* no lineares; (4) interdunas húmedas; (5) interdunas secas; (6) *sandsheets* eólicos / *sabkhas* siliciclásticas (*detrital-dominant sabkhas*). Las potentes acumulaciones de sedimentos eólicos generan unos afloramientos de color ocre-dorado característico, formados por areniscas de grano fino muy bien seleccionadas y con elevada porosidad, organizadas en *sets* de estratificación cruzada en diferentes órdenes y tamaños en función del tipo de dunas eólicas de las cuales se trate (Fig. 21d, 21e) (ver Rodríguez-López *et al.*, 2008a).

Asociados a las interdunas húmedas se han observado superficies de colonización de briófitos (Diéguez *et al.*, 2007) y restos de troncos silicificados (Rodríguez-López *et al.*, 2008a).

La presencia de rosas del desierto excepcionalmente preservadas (Fig. 16c) asociadas a areniscas eólicas de *draas* lineares del *central-erg*, indica que en el sistema desértico arenoso se produjeron los característicos procesos de intensa evaporación asociados a *sabkhas* de *ergs*, donde las evaporitas crecen desplazativamente en la arena eólica (Warren, 2001).

En la figura 20b se muestra una imagen de satélite de un *erg* de Argelia en el que se observan evaporitas situadas entre dunas eólicas complejas (*draas*). El *central-erg* del sistema desértico cretácico presentaría una paleogeografía similar a la distribución de subambientes sedimentarios observados en la figura 20b.

Fore-erg. El *fore-erg* (Fig. 18a) constituye el sector distal del sistema desértico; se ha reconocido en los sectores de Utrillas-Escucha y Estercuel-Gargallo (Fig. 2b). En el *fore-erg* se produjo la interacción entre el sistema desértico arenoso y el sistema marino coetáneo

(Tethys), generándose avances y retrocesos de la línea de costa, lo que favoreció el desarrollo de ciclos duna-extraduna en el que se produjo la interacción entre el *erg* y el mar, mediante el retrabajamiento de las facies eólicas en medios marinos restringidos (llanuras de marea, bahía-*lagoon*) (Rodríguez-López *et al.*, 2006a; 2008b) y desarrollándose un sistema costero árido en el que se formaron ciclos de ambientes de *playa-lake* con niveles estromatolíticos en las áreas más proximales (Fig. 22a) (Rodríguez-López, 2008) y extensos lagos costeros arcillosos con canales mareales (Fig. 22b, 22c) en las que llegaron a desarrollarse niveles de carbón arcilloso en marismas (Fig. 22c). El estudio sedimentológico de detalle (Rodríguez-López, 2008) permite diferenciar asociaciones de facies cuyas principales características aparecen indicadas en la tabla VIII. Así se pueden diferenciar en este *fore-erg*, asociaciones de facies de avance de *erg* y asociaciones de facies de destrucción del *erg* (o de periodos transgresivos sobre el sistema desértico, Tabla VIII). Entre las asociaciones de facies de avance del *erg* aparecen: (1) dunas eólicas crecéticas y (2) dunas eólicas complejas con retrabajamientos mareales. Entre las asociaciones de destrucción del *erg* (de periodos transgresivos sobre el *erg*) aparecen: (1) asociaciones de facies de *lagoon* con niveles de tormenta (Fig. 23a, 23b, 23c) (ver Rodríguez-López, *et al.*, 2007b); (2) asociaciones de facies de *playa-lake* (Fig. 21a); (3) asociación de facies de lago costero con *tidal creeks* (Fig. 22b, 22c); (4) asociaciones de facies de *sabkhas* costeras siliciclásticas; (5) asociación de facies de barras submareales (Fig. 23d); (6) asociación de facies de dunas eólicas; (7) asociación de facies de marismas (Fig. 22c) y asociación de facies de *lagoon* con pequeños deltas mareales.

La proximidad de la línea de costa al sistema desértico arenoso (*erg*) implicó (1) el desarrollo de areniscas masivas depositadas por procesos de flujos en masa (*mass flow*), generados por el retrabajamiento de arenas eólicas durante eventos de inundación marina, y (2) la aparición cíclica de estructuras de deformación asociadas a procesos de inundaciones marinas intermitentes sobre las dunas eólicas (Rodríguez-López *et al.*, 2008a). Tanto los depósitos de *mass flow*, como los tramos de areniscas eólicas con estructuras de deformación, están interestratificados con depósitos eólicos no deformados y no erosionados (ver Rodríguez-López *et al.*, 2008a).

Se han observado trazas de insectos en arenas de dunas eólicas en el *fore-erg* (Rodríguez-López *et al.*, 2008a) y abundantes tubos de bioturbación en los depósitos mareales (Fig. 23c) (Rodríguez-López, 2008) depositados en lagos costeros del *fore-erg*. Así mismo se han encontrado abundantes restos de macroflora en los depósitos arcillosos y limosos ricos en materia orgánica de *lagoon* que rellenan superficies erosivas a techo de potentes tramos de dunas eólicas, en algunos casos, dunas complejas (*draas*) (Rodríguez-López *et al.*, 2009).



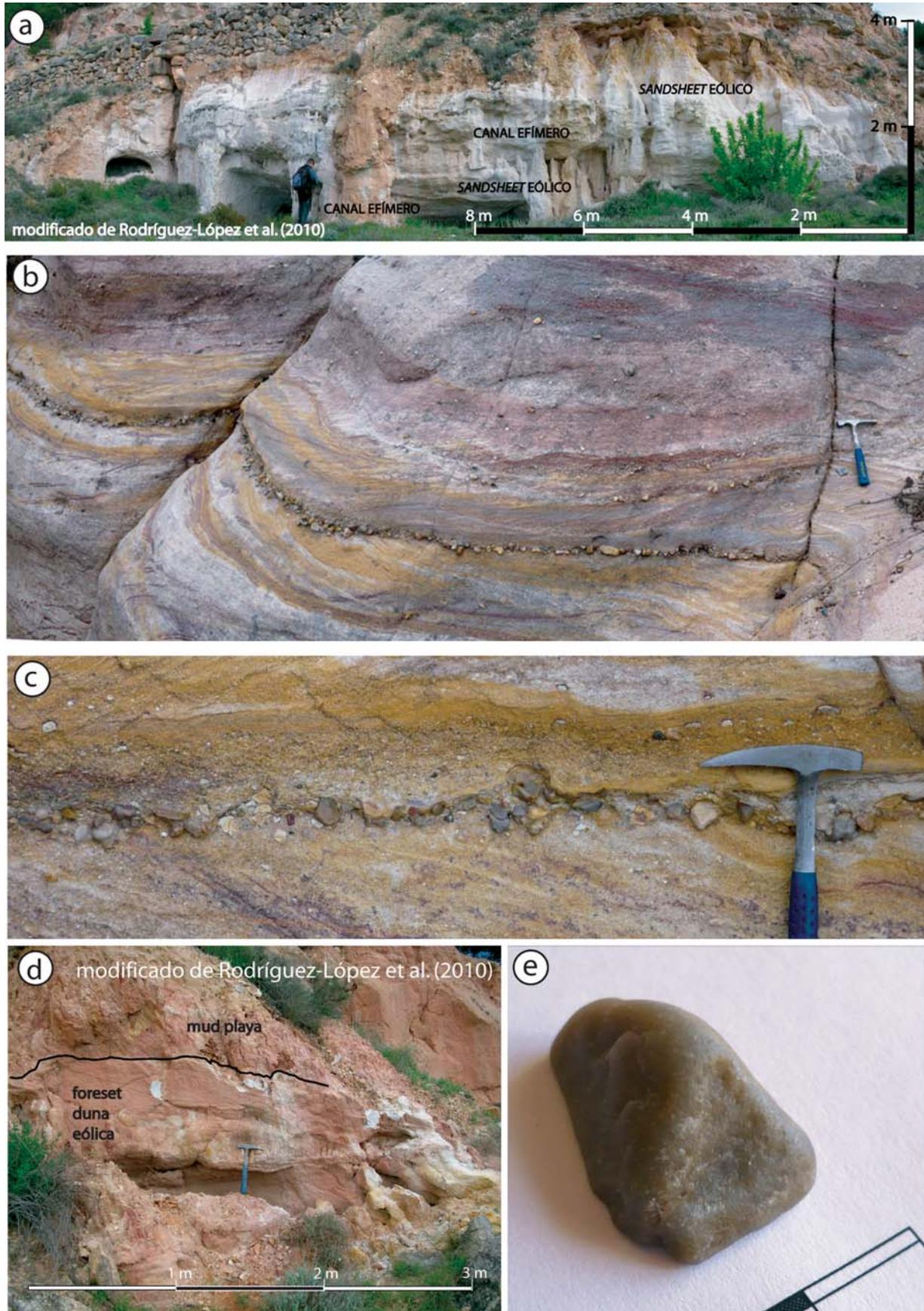


Figura 19.- (a) Arquitectura estratigráfica típica de un wadi de *back-erg* formada por la alternancia de asociaciones de facies de canales efímeros y de *sandsheets* eólicos. (b) Asociación de facies de canal efímero formado por areniscas de grano grueso y cantos dispersos. Presentan depósitos de *sheetflood* formados por niveles lateralmente continuos de cantos de cuarcita. (c) Detalle de la asociación de facies de *sheetflood* observable en (b). (d) Arcillas rojas con moteados verdes erosionando areniscas de duna eólica. (e) Ventifacto. (a-b: modificado de Rodríguez-López *et al.*, 2010).

ASOCIACIONES DE FACIES DE *BACK-ERG* EXTERNO (INTERACCIÓN EÓLICA-FLUVIAL EFÍMERA)

ASOCIACIÓN DE FACIES	LITOLOGÍA Y GEOMETRÍA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	REFERENCIAS
<i>Debris flows</i>	Conglomerados matriz-soportados, tabulares, de 2 a 3 m de espesor, intercalados con tramos de areniscas con cantos.	Generalmente sin estructuras internas; en ocasiones estratificación mal definida.	Larsen & Steel, 1978; Nemeč & Steel, 1984; Schultz, 1984
Pavimentos desérticos	Conglomerados clastosoportados de cantos y bloques de cuarcita, de forma tabular y con bases y techos planos. Matriz arenosa de grano fino.	Cantos pulidos y ventifactos	Cooke <i>et al.</i> , 1993; Al-Farraj & Harvey, 2000
Dunas eólicas	Acumulaciones arenosas de espesor decamétrico, formadas por areniscas de grano fino muy bien seleccionadas con elevada porosidad.	Estratificación cruzada a gran escala tangencial. <i>Grainflow deposits</i> .	Kocurek, 1981, 1991, 1996; Scherer, 2000; Mountney, 2006a, 2006b; Rodríguez-López <i>et al.</i> , 2008a
<i>Lag</i> de deflación	<i>Lags</i> de cantos de cuarcita, lateralmente continuos, con el espesor del diámetro de un canto.	Lineación de cantos, ventifactos.	Marzo, 1986; Clemmensen & Abrahamsen, 1983; Dávila & Astini, 2003
Flujos hiperconcentrados	Intervalos de 2-4 m de espesor de areniscas de grano fino a medio, bien seleccionadas, con cantos "flotantes" de cuarcita pulidos y facetados.	Estratificación y laminación horizontal. Gradación inversa puntual. Sets de estratificación cruzada aislados.	Beverage & Cubertson, 1964; Costa, 1988; Smith & Lowe, 1991; Cronin <i>et al.</i> , 1997; Sanabria, 2001; Benvenuti & Martini, 2002; Svendsen <i>et al.</i> , 2003.
Dunas eólicas con cantos dispersos	Acumulaciones decamétricas de areniscas de grano fino, muy bien seleccionadas con cantos de cuarcita dispersos.	Sets de estratificación cruzada a gran escala, con cantos en los toesets y en la parte basal de los foresets.	Hubert & Mertz, 1984; Tanner & Hubert, 1992

ASOCIACIONES DE FACIES DE *BACK-ERG* INTERNO (INTERACCIÓN EÓLICA-FLUVIAL EFÍMERA)

ASOCIACIÓN DE FACIES	LITOLOGÍA Y GEOMETRÍA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	REFERENCIAS
<i>Lag</i> de deflación	<i>Lags</i> de cantos de cuarcita, lateralmente continuos, con el espesor del diámetro de un canto.	Lineación de cantos, ventifactos.	Marzo, 1986; Clemmensen & Abrahamsen, 1983; Dávila & Astini, 2003
<i>Sand sheets</i> eólicos	0,4-1 m de espesor. Estratos tabulares. Areniscas de grano fino-medio.	Laminación de ripples eólicos. <i>Pin-stripe lamination</i> .	Fryberger <i>et al.</i> , 1983; Veiga <i>et al.</i> , 2002; Radies <i>et al.</i> , 2004; Scherer <i>et al.</i> , 2007; Clemmensen & Abrahamsen, 1983; Loope, 1984
Dunas eólicas	Acumulaciones arenosas de espesor decamétrico, formadas por areniscas de grano fino muy bien seleccionadas con elevada porosidad.	Estratificación cruzada a gran escala tangencial. <i>Grainflow deposits</i> .	Kocurek, 1981, 1991, 1996; Scherer, 2000; Mountney, 2006a, 2006b; Rodríguez-López <i>et al.</i> , 2008a
Depósitos eólicos bimodales	Areniscas de grano fino muy bien seleccionadas y gránulos) rellenando grietas de retracción y <i>mud curls</i> .	Estratificación cruzada tenue. <i>Mud curls</i> , grietas de retracción asociadas.	Maxwell & Haynes, 1989; Tewes & Loope, 1992; Maxwell & Haynes, 2001
Canal efímero (arena y grava)	Cuerpos tabulares. Conglomerados de gravas matriz y grano soportados. Base neta no erosiva.	Sin estructura o con sets de estratificación cruzada de surco superpuestos.	Glennie, 1970; Marzo, 1986; May <i>et al.</i> , 1999; Mountney, 2006a; Spalletti & Colombo, 2005.
Canal efímero (cantos y arena)	Cuerpos tabulares. Conglomerados de cantos grano y matriz soportados. Cantos de cuarcita redondeados a subredondeados. Matriz formada por areniscas mal seleccionadas con gravas.	Estratificación cruzada tabular y de surco, niveles sin estratificación, estratificación de bajo ángulo, imbricación de cantos local, laminación gradada, cantos orientados a lo largo de la estratificación.	Russel & Arnott, 2003.
<i>Sheet floods</i>	Niveles tabulares de espesor cm a dm. Conglomerados de gravas y cantos, matriz y grano soportados. Bases netas no erosivas. Cantos redondeados a subredondeados.	No presentan estructuras sedimentarias.	Wakelin-King & Webb, 2007.
<i>Mud Playa</i> /Llanura de inundación efímera	Niveles tabulares de espesor dm a m. Arcillas arenosas rojas, grises y verdes con moteados. Granos de cuarzo flotando. Niveles cementados.	Moteados, <i>mud cracks</i> , <i>mud curls</i> , tubos verticales.	Glennie, 1970; Hubert & Hyde, 1982. Smith & Kitching, 1997; Brody & Catuneanu, 2001; Spalletti & Colombo, 2005.
Canal efímero arenoso (retrabajamiento fluvial de sedimentos eólicos)	Cuerpos tabulares, ligeramente lenticulares, con bases y techos netos. Ventifactos sobre la superficie del techo. Areniscas (arcosas) muy bien seleccionadas a mal seleccionadas. Bloques de arcilla y cantos rectangulares arcillosos.	Estratificación cruzada planar y tangencial. <i>Lags</i> de deflación con ventifactos.	Karcz, 1969; Glennie, 1970; Mader, 1981; Marzo, 1986; Brookfield, 2008.

ASOCIACIONES DE FACIES DE *CENTRAL-ERG* (PRINCIPAL ACUMULACIÓN EÓLICA)

ASOCIACIÓN DE FACIES	LITOLOGÍA Y GEOMETRÍA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	REFERENCIAS
Dunas eólicas crescénticas	Areniscas de grano fino, muy bien seleccionadas, organizadas en sets de >9 m de longitud y 3 m de altura.	Los foresets de las dunas están formadas por depósitos de <i>grainflow</i> . Superficies de interduna y superficies de reactivación.	Kocurek, 1991; Scherer, 2000; Le Tourneau y Huber, 2006; Radies <i>et al.</i> , 2004; Mountney y Thompson, 2002; Mountney, 2006a; 2006b
<i>Draa</i> linear	Areniscas de grano fino, organizadas en un elemento arquitectónico de 32 m de altura. <i>Draa plinth</i> (base del <i>draa</i>): formado por sets tabulares de 0,4 a 1 m de espesor; <i>Central draa</i> (parte central o núcleo del <i>draa</i>).	El <i>draa plinth</i> está internamente formado por laminación de ripples eólicos. El <i>central draa</i> , está formado por sets de dunas eólicas superimpuestas.	Clemmensen, 1989; Scherer, 2000; 2002; Scherer <i>et al.</i> , 2007; Bristow <i>et al.</i> , 2007
<i>Draas</i> no lineares	Areniscas de grano fino, organizadas en sets de estratificación cruzada a gran escala, planar. Internamente los sets están formados por estratos centimétricos apilados, sets de estratificación cruzada de media escala, tangenciales a tabulares, sobreimpuestos en la vertical (10 m).	Los sets de estratificación cruzada a gran escala y los sets de estratificación cruzada tangenciales superpuestos están formado por depósitos de <i>grainflow</i> , <i>grainfall</i> y laminación de ripples eólicos. Ripples eólicos desarrollados en las caras de avalancha de las dunas eólicas y orientados perpendicularmente a la dirección de la cresta de la duna eólica.	Ahlbrandt & Fryberger, 1982; Chan, 1989; Scherer, 2000; Radies <i>et al.</i> , 2004; Mountney, 2006a; Veiga & Spalletti, 2007
Interdunas húmedas	Cuerpos tabulares de limos arenosos y arcillosos de color gris. Situados en las superficies de interduna, pasan lateralmente a las facies de dunas eólicas.	Laminación paralela.	Chan & Kocurek, 1988; Newell, 2001; Svendsen <i>et al.</i> , 2003; Tripaldi & Limarino, 2005; Gradzinski & Jerzykiewicz, 1974; Mountney & Jagger, 2004
Interdunas secas	Limos y areniscas de grano muy fino de color blanco en estratos tabulares. Pasan lateralmente a las facies de dunas eólicas.	Laminación paralela, ondulada y laminación de ripples eólicos.	Kocurek, 1981; Mountney & Thompson, 2002; Veiga & Spalletti, 2007
<i>Sand sheet</i> / <i>detrital dominant sabkha</i>	Elementos arquitectónicos de 3-4 m de espesor y más de 30 m de longitud, formados por niveles tabulares.	Internamente cada nivel tabular está formado por <i>subcritically-climbing translantent strata</i> formado por la migración de ripples eólicos y <i>salt ridges</i> .	Fryberger <i>et al.</i> , 1983; Radies <i>et al.</i> , 2004; Veiga <i>et al.</i> , 2002; Chakraborty & Chakraborty, 2001; Newell, 2001; Biswas, 2005; Fryberger <i>et al.</i> , 1990

Tabla VII.- Asociaciones de facies del *back-erg* (externo e interno) en el que se produjo la interacción entre sistemas fluviales efímeros y el viento. Asociaciones de facies del *central-erg* en el que se produjo la principal acumulación de sedimentos eólicos.



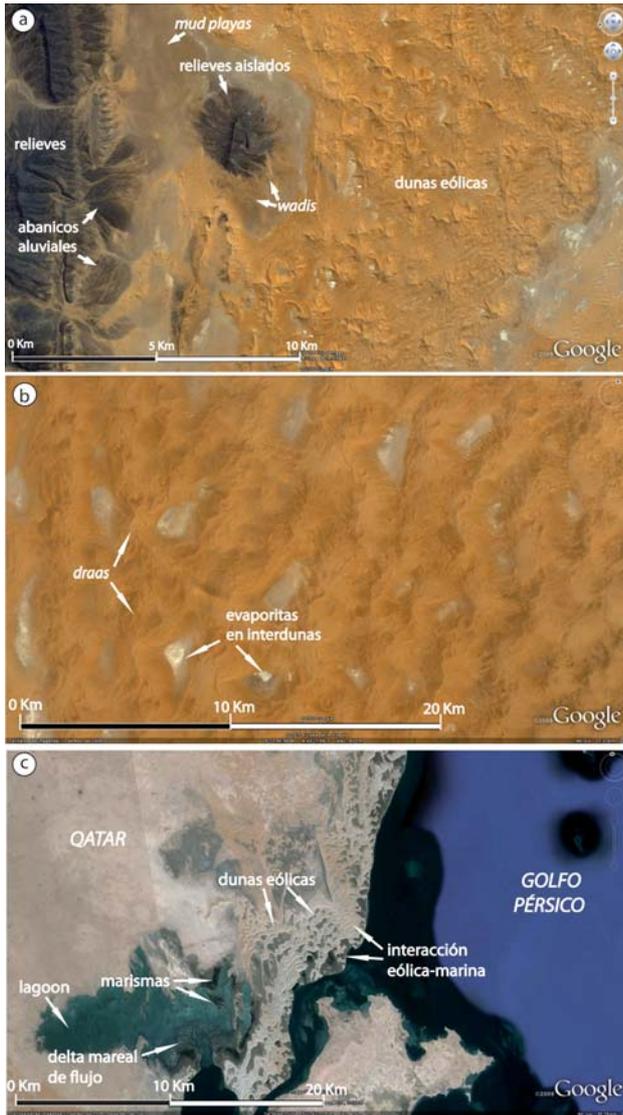


Figura 20.- (a) Análogo del *back-erg* del sistema desértico cretácico. La imagen de satélite muestra la distribución de medios sedimentarios en un sistema desértico de Argelia. Las dunas eólicas se encuentran próximas a relieves rocosos, *mud playas*, abanicos aluviales y *wadis*. (b) Análogo del *central-erg* del sistema desértico cretácico. La imagen de satélite muestra un *erg* argelino en el que dunas complejas (*draas*) coexisten con interdunas en las que se desarrollan evaporitas. (c) Análogo del *fore-erg* del sistema desértico cretácico. La imagen de satélite muestra la interacción entre las dunas eólicas del sistema desértico de Qatar y la costa del Golfo Pérsico. Nótese la distribución de sub-ambientes sedimentarios: dunas eólicas desérticas, litoral, *lagoons*, deltas mareales, marismas.

La existencia de sistemas desérticos próximos al mar (*coastal erg-margin systems*) es común en la naturaleza, tanto en la actualidad como en el registro sedimentario antiguo (Chan y Kocurek, 1988; Chan *et al.*, 1992). Sistemas sedimentarios antiguos análogos al *erg* Cretácico de Iberia son: *Page Sandstone* (Jurásico, Havholm *et al.*, 1993; Jones y Blakey, 1993; Blakey *et al.*, 1996); *Entrada Formation* (Jurásico, Eschner y Kocurek, 1986; Ahmed Benan y Kocurek (2000); *Morgan Formation* (Carbonífero, Driese y Dott, 1984); *Venkaptur Sandstone* (Chakraborty, 1991); *Wonewoc* y *St. Peter Sandstone* (Cámbrico y Ordovícico respectivamente, Dott *et al.* (1986); *White Rim*

Sandstone (Pérmico, Huntoon y Chan, 1987; Chan, 1989); *Tensleep Sandstone* (Carbonífero-Pérmico Kerr y Dott, 1988). Los sistemas sedimentarios análogos actuales de este *erg* cretácico serían los sistemas desérticos con límite directo al mar, localizados en la Península Arábiga (p.e. en Qatar y Arabia Saudí) que presentan interacción eólica-marina y los sistemas desérticos de Namibia (Costa de los Esqueletos). En la figura 20c se observa la interacción eólica-marina en la costa este de Qatar.

Arquitectura estratigráfica

Cada uno de los sectores de este *erg* (*back-erg*, *central-erg* y *fore-erg*) presenta una arquitectura estratigráfica variable que es función de la interacción entre diferentes procesos sedimentarios, los cuales están finalmente gobernados por varios controles alocíclicos. Así el *back-erg* se caracteriza por presentar una arquitectura estratigráfica consistente en tramos tabulares de depósitos de *wadi* interestratificados con tramos tabulares de *mud playas* y tramos formados por dunas eólicas crescénticas y *sandsheets eólicos* (Rodríguez-López *et al.*, 2010). La arquitectura estratigráfica del *central-erg* está caracterizada por la acumulación episódica de dunas eólicas complejas (dunas crescénticas trepadoras y *draas*) que generan tramos de espesores decamétricos formados por areniscas de grano fino y tonos ocres con grandes *foresets* con buzamientos elevados que pasan a *bottomsets* y *toesets* muy tangenciales. La interacción duna-interduna genera en el *central-erg* una arquitectura compleja con intercalaciones arcillosas (interdunas húmedas) o arenosas (interdunas secas con laminaciones de *ripples* eólicos) entre potentes tramos arenosos con estratificaciones cruzadas a gran escala, fruto de la migración de dunas eólicas simples y complejas (*draas*) (Rodríguez-López *et al.*, 2008a).

La arquitectura estratigráfica del *fore-erg* se caracteriza por presentar ciclos eólico-marinos de espesores decamétricos y con marcados límites litológicos (Rodríguez-López *et al.*, 2009) generados por la interacción *erg*-Tethys (Rodríguez-López *et al.*, 2008a). Estos ciclos están formados por tramos decamétricos de depósitos arenosos de dunas eólicas, intercalados con tramos decamétricos de limos grises y niveles arenosos desarrollados en sistemas costeros restringidos (erosivos sobre las dunas eólicas infrayacentes) y potentes tramos de arcillas coloreadas depositadas en *playa lakes* (Fig. 22d) (Rodríguez-López *et al.*, 2009).

La interacción a lo largo del tiempo entre el *erg* y el Tethys se tradujo en sucesivas transgresiones sobre el mérgen del *erg* y en sucesivas progradaciones del *central-erg* sobre la costa.

El sistema desértico arenoso se desarrolló en un contexto tectónico activo con alta tasa de creación de espacio de acomodación que favoreció su preservación (Rodríguez-López *et al.* 2007a; 2007b). Así mismo, la proximidad del mar al sistema eólico contribuyó a la

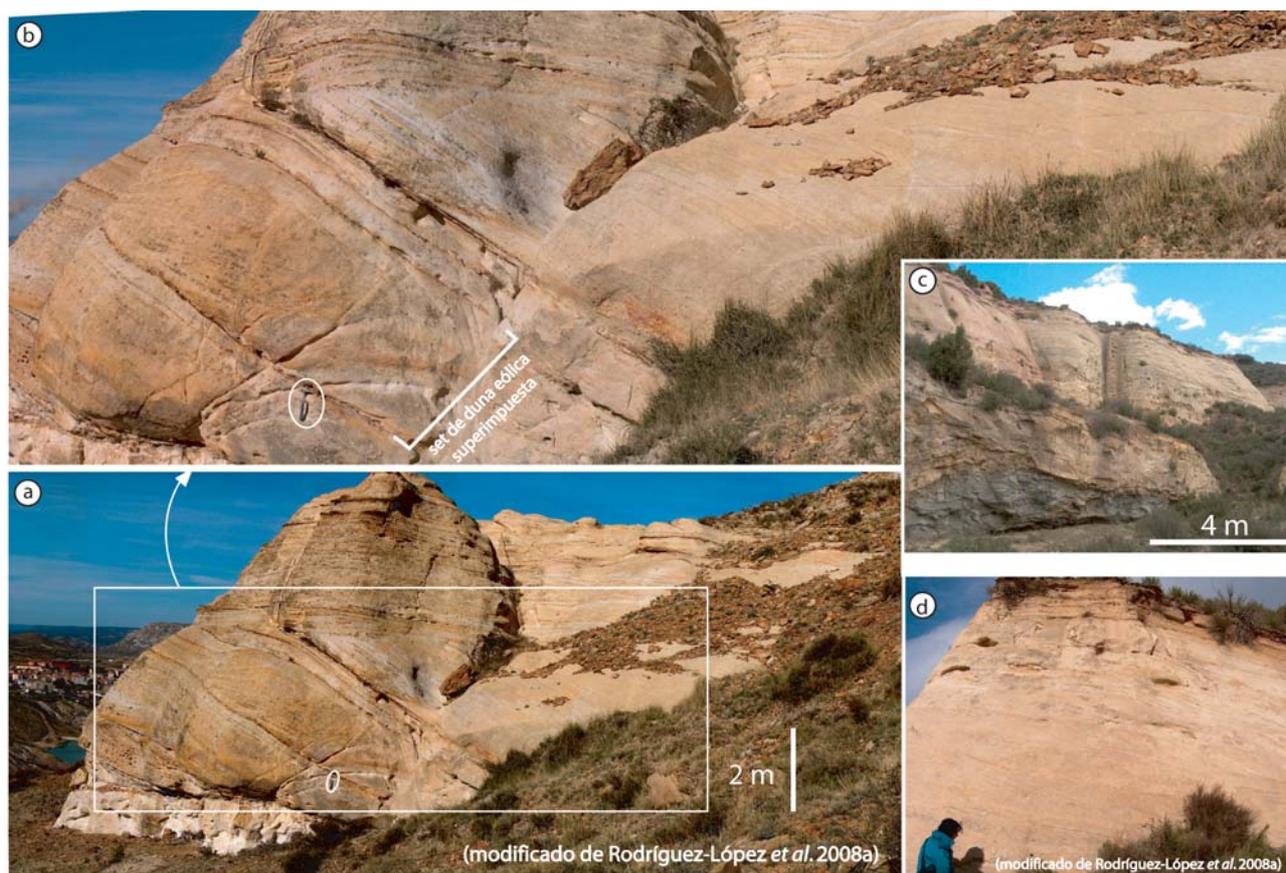


Figura 21.- (a) Duna eólica compleja (draa) constituida por un gran forest de una duna transversa, cubierta por sets de dunas eólicas superimpuestas (ver Rodríguez-López *et al.*, 2008a). (b) Detalle de (a) mostrando un set de duna superimpuesta trepando sobre el forest principal de la duna transversa (ver Rodríguez-López *et al.*, 2008a). (c) Potente acumulación de areniscas eólicas que cubren depósitos de *lagoon* previos. El contacto es una superficie de extensión regional (ver Rodríguez-López *et al.*, 2008a). (d) Detalle de (c) mostrando sets superimpuestos de dunas eólicas que forman la parte superior de dunas complejas (*draas*) (ver Rodríguez-López *et al.*, 2008a).

preservación de las facies de dunas eólicas al quedar éstas, una vez acumuladas, atrapadas bajo el nivel freático impidiendo así su erosión por parte del viento (Rodríguez-López *et al.*, 2008a).

Edad de la Sucesión Sedimentaria Superior

El carácter predominantemente arenoso y continental de esta sucesión sedimentaria, hace difícil una datación bioestratigráfica precisa; sin embargo su posición estratigráfica entre la Sucesión Sedimentaria Inferior, datada como Aptiense Superior-Albiense inferior y su posición estratigráfica bajo las primeras unidades carbonáticas del Cretácico superior de edad Cenomaniense inferior (p.e. en la Provincia de Teruel, la Fm. Mosqueruela, Pardo, 1979) permiten asignar una edad Albiense inferior-Cenomaniense inferior para el sistema desértico arenoso.

Controles aloclícos que gobernaron el desarrollo del erg

Clima

Durante el Albiense inferior basal, la generación y desarrollo de un cinturón ecuatorial húmedo asociado a la conexión entre el Atlántico Sur y Norte, forzó el desplazamiento de los cinturones áridos hacia

paleolatitudes mayores, quedando la Cuenca Ibérica, y la mayor parte de Iberia, situadas en latitudes subtropicales bajo el efecto de condiciones climáticas áridas durante el Albiense (Chumakov *et al.*, 1995; Rodríguez-López *et al.*, 2006a; 2008a). El desarrollo del sistema desértico arenoso está así asociado a este cambio paleoclimático inducido por cambios tectónicos a escala suprarregional (Rodríguez-López *et al.*, 2006a). Por otra parte, en el Albiense inferior se registra un mínimo eustático de segundo orden que ha sido asociado a un periodo de enfriamiento global, lo que favoreció el desarrollo y progradación del sistema desértico arenoso en latitudes subtropicales sobre el sistema costero con carbón desarrollado previamente (Rodríguez-López *et al.*, 2008a). Este periodo de enfriamiento ha sido previamente identificado por otros autores a partir de datos de registros sedimentarios continentales y marinos (p.e. Haworth *et al.*, 2005; Weissert y Lini, 1991; Frakes y Francis, 1988; Pirrie *et al.*, 2004; Herrle y Mutterlose, 2003; Gréselle y Pittet, 2005).

La posición de Iberia en latitudes subtropicales (Fig. 18c), junto con el desarrollo de condiciones climáticas áridas, unido a una bajada eustática y un incremento de la actividad del sistema de circulación atmosférica, produjo el desarrollo y avance del sistema



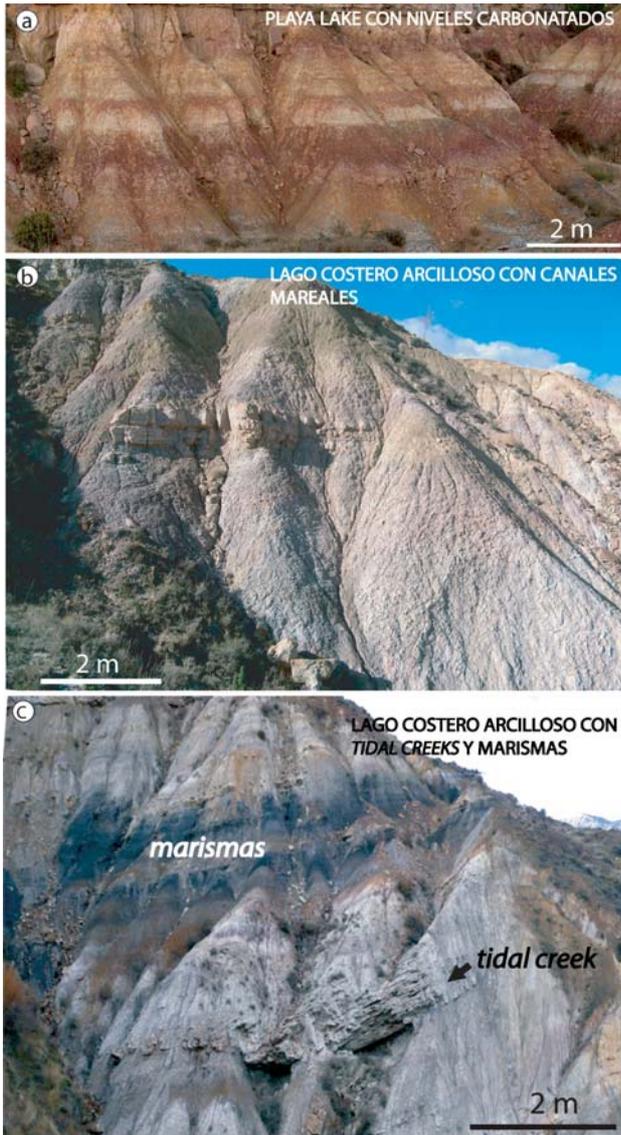


Figura 22.- (a) Ciclos de *playa-lake*. (b, c) Llanura costera arcillosa con *tidal creeks* y niveles de arcillas carbonosas desarrollados en marismas costeras.

desértico arenoso en Iberia (Rodríguez-López, 2008; Rodríguez-López *et al.*, 2008a) que presenta una zonación proximal-distal característica (*back-erg*, *central-erg*, *fore-erg*) (Fig. 18a, 18b).

Las condiciones climáticas áridas y las condiciones de vientos subsaturados respecto a su capacidad portante (capacidad de carga de sedimento) favoreció la deflación de los sedimentos fluviales efímeros de los *wadis* del *back-erg* (Provincias de Soria, Zaragoza y Teruel) transportando sedimento eólico al *central-erg* (Provincia de Teruel), dando lugar al crecimiento, avance y acumulación de potentes tramos de arenas eólicas desérticas (Fig. 18b).

El sistema desértico arenoso se desarrolló bajo la influencia de un sistema de altas presiones subtropicales, bajo el influjo de vientos del NE y del SO (Fig. 18c) (Rodríguez-López *et al.*, 2008a). Si bien los datos de direcciones de paleovientos obtenidos a partir del estudio de las dunas eólicas coinciden con los

modelos de circulación atmosférica para el margen occidental del Tethys, los datos del *erg* cretácico indican un patrón de circulación atmosférico mucho más complejo que el mostrado en los modelos teóricos (ver Rodríguez-López *et al.*, 2008).

Tectónica sinsedimentaria local

El sistema desértico arenoso se desarrolló en un contexto tectónicamente activo que favoreció su preservación. La tectónica sinsedimentaria generó bloques rotados, discordancias angulares y conjuntos de fallas lítricas (Rodríguez-López *et al.*, 2006b, 2007a) y estructuras generadas por terremotos (sismitas) (Rodríguez-López *et al.*, 2007b) reconocidas en el registro edimentario del *central-erg*.

Eustatismo

Como se ha indicado previamente, el sistema desértico arenoso comienza a desarrollarse en el Albiense inferior, coincidiendo con una bajada eustática de segundo orden que ha sido previamente reconocida en otros sectores paleogeográficos, donde esta bajada del nivel del mar relativo produjo la exposición de plataformas carbonatadas en sectores del Tethys (Gréselle y Pittet, 2005). En la Cuenca Ibérica, esta bajada del nivel del mar relativo, produjo la exposición de la Sucesión Sedimentaria Inferior dando lugar a la erosión de los depósitos carbonosos que posteriormente fueron incorporados como clastos en los medios sedimentarios marinos coetáneos con el *erg*.

Evolución temporal del sistema desértico arenoso

Dentro del registro sedimentario del *central-erg* y *fore-erg* se han reconocido diferentes estadios evolutivos cuya determinación se ha realizado a partir de la correlación regional de las unidades diferenciadas (Fig. 5) y principales superficies estratigráficas reconocidas, del estudio detallado de las asociaciones de facies de cada una de estas unidades y mediante el estudio de la relación tectónica-sedimentación (Rodríguez-López, 2008; Rodríguez-López *et al.*, 2006b, 2007a, 2007b). La evolución del sistema desértico se presenta a continuación por estadios evolutivos.

Estadio-1. Comienzo y desarrollo del sistema desértico. Primera secuencia de erg (erg sequence) (Fig. 24)

La Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) post-data un episodio de tectónica distensiva y erosión (Fig. 10, Rodríguez-López *et al.*, 2006a, 2007b) que marca el final de la Sucesión Sedimentaria Inferior y el comienzo de la Sucesión Sedimentaria Superior. Sobre la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) comienza a acumularse el sistema desértico arenoso (primera secuencia del *erg*) (Fig. 24a-24f), coetáneo con un sistema marino que retrabajó la arena eólica que era soplada por el viento a estos medios

ASOCIACIONES DE FACIES DE *FORE-ERG* (INTERACCIÓN EÓLICA-MARINA)

ASOCIACIÓN DE FACIES	LITOLOGÍA Y GEOMETRÍA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	REFERENCIAS
<i>Lagoon</i> / bahía con niveles de tormenta y retrabajamiento mareal y de oleaje.	Niveles tabulares de limos grises arcillosos y arenosos. Alternancia de niveles tabulares arenosos con techos ondulados e interestratificados con niveles limosos grises.	Los limos grises contienen laminación arenosa submilimétrica y <i>sand-streaks</i> . Laminación lenticular y laminación heterolítica inclinada. Los niveles arenosos tienen laminación de ripples de corriente con <i>drapes</i> arcillosos y <i>mud offshoots</i> , <i>scour</i> y <i>tool marks</i> en las bases de los niveles arenosos, e internamente laminación de ripples de oscilación y <i>mud drapes</i> .	Noe-Nygaard y Surlyk (1988); Aigner y Reineck (1982); Hovikoski <i>et al.</i> (2005); Choi y Dalrymple (2004); De Raaf <i>et al.</i> (1977); Shanmugam <i>et al.</i> , (1995); Fenton y Wilson (1985); Dot y Bourgeois (1982); Duke <i>et al.</i> (1991); Cheel y Leckie (1993)
Lagos costeros con <i>tidal creeks</i>	Niveles tabulares de espesor métrico, formados por areniscas de grano fino, internamente están tableados; estos niveles pasan lateralmente a niveles de arcillas. Alternancia de niveles arenosos y arcillosos.	Estratificación cruzada con <i>drapes</i> arcillosos y laminación de ripples.	Straaten (1959); Horne <i>et al.</i> (1978); Ashley y Zeff (1988); Hoyt y Henry (1967)
Barras submareales	Areniscas de grano fino, seleccionadas de color blanco, organizadas en sets de estratificación cruzada tangenciales, superpuestos. Alternancia milimétrica de arena y arcilla con acumulaciones de fragmentos carbonosos (<i>bottomsets</i>).	<i>Drapes</i> dobles mareales en la laminación de las caras de avalancha (sets de estratificación cruzada). Superficies de reactivación, <i>slumps</i> , laminación de ripples con <i>drapes</i> arcillosos.	Nio y Yang (1991)
<i>Playa lakes</i>	Niveles masivos de arcillas de colores rojos, ocres, verdes y con moteados. Limos, limos arcillosos y arenosos. Superficies continuas horizontales (superficies de deflación). Niveles centimétricos arenosos. Niveles tabulares carbonatados de color rojo, con morfologías variables, aspecto masivo, niveles tableados, morfologías dómicas. Las bases de algunos niveles es de tipo <i>pendant</i> .	Las arcillas contienen <i>slickensides</i> y gastrolitos. Los niveles carbonatados presentan laminaciones algales con <i>teepees</i> y formas dómicas. Algunos niveles carbonatados presentan disyunciones columnares.	Hofmann <i>et al.</i> (2000); Arp <i>et al.</i> (2005); Paik y Kim (2006); Reinhardt y Ricken (2000); Schieber (2007); Smith y Mason (1998)
Dunas eólicas	Acumulaciones arenosas de espesor decamétrico, formadas por areniscas de grano fino muy bien seleccionadas con elevada porosidad.	Estratificación cruzada a gran escala tangencial. <i>Grainflow deposits</i> . Laminación de ripples eólicos.	Kocurek, 1981, 1991, 1996; Scherer, 2000; Mountney, 2006a, 2006b; Rodríguez-López <i>et al.</i> , 2008a; Tripaldi y Limarino, 2005; Gradzinski y Jerzykiewicz, 1974; Mountney y Jagger, 2004
<i>Sabkhas</i> siliciclásticas costeras	Niveles de espesor métrico, formados por arcillas rojas con intercalaciones carbonatadas y niveles tabulares de areniscas.	Los niveles arenosos presentan laminación de ripples.	Blakey <i>et al.</i> (1996); Maynard y Gibson (2001)
Marismas	Arcillas y limos grises con fragmentos vegetales carbonosos y de macroflora. Niveles arenosos (areniscas de grano fino). Niveles de carbón centimétricos.	Los niveles limosos presentan laminación arenosa.	Staub y Cohen (1979); Yi <i>et al.</i> (1986); Zhuang y Chappell (1991); Howard y Frey (1985); Straaten (1959)
Dunas eólicas afectadas por las mareas	Areniscas de grano fino, muy bien seleccionadas; organizadas en sets de estratificación cruzada superpuestos, de media y gran escala. Jerarquía de superficies limitantes.	Estratificación cruzada, <i>grainflows</i> y ripples eólicos. <i>Drapes</i> carbonosos y laminación cruzada de ripples generados por corrientes mareales de flujo y reflujo.	Fryberger <i>et al.</i> (1990)
<i>Lagoons</i> con deltas afectados por mareas	Depósitos heterolíticos rellenando superficies erosivas sobre dunas eólicas. Contienen depósitos limosos y arcillosos intercalados con tramos arenosos tabulares.	Las arcillas y limos contienen bioturbación. Los tramos arenosos contienen estratificación cruzada con bipolaridad de corrientes y superficies internas bioturbadas.	Buatois <i>et al.</i> (2002); Rossetti & Santos (2003); Fielding <i>et al.</i> (2006); Kocurek (1981)

Tabla VIII.- Asociaciones de facies del *fore-erg* en el que se produjo la interacción entre el sistema eólico desértico y el Tethys.

acuáticos (Fig. 24f-24j) (ver Rodríguez-López *et al.*, 2006a).

En el Sector de Estercuel-Gargallo oriental y en el Sector de Utrillas-Escucha (Fig. 2), la transgresión sobre la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR), desarrolló un *lag* transgresivo de cantos blandos formado por la removilización de las arcillas infrayacentes de la Sucesión Sedimentaria Inferior que estaban siendo transgredidas. Por encima de este *lag*, se acumularon formas de fondo de origen mareal (Fig. 24f-24i) que construyeron sus *drapes* mareales mediante la acumulación de fragmentos vegetales carbonosos. Éstos proceden de la erosión de los niveles de carbón de la Sucesión Sedimentaria Inferior que estaban siendo erosionados por la transgresión (Fig. 24f-24j).

De manera coetánea, en el Sector de Estercuel-Gargallo occidental (Fig. 2b), la continua generación de espacio de acomodación favoreció que el sistema desértico arenoso comenzara a acumularse (Figs. 24a-

24e) bajo condiciones de aporte positivo de arena eólica, formando dunas eólicas crescénticas (Rodríguez-López *et al.*, 2008a).

Durante el desarrollo de esta primera secuencia de *erg* (*erg sequence*) se desarrolló un evento tectónico que indujo la re-estructuración del sistema desértico arenoso, pasando de dunas crescénticas a dunas complejas (*draas*) (ver Rodríguez-López *et al.*, 2008a).

Estadio-2. Transgresión regional sobre el sistema desértico. Crisis regional del erg, destrucción parcial (Fig. 25)

El sistema desértico arenoso sufrió un episodio crítico en su desarrollo como consecuencia de la transgresión del Tethys sobre el *fore-erg* (Fig. 25). Esta transgresión afectó significativamente a las dunas eólicas del *fore-erg* del sistema desértico, pero también llegó a alcanzar en algunos puntos a las dunas eólicas del *central-erg*. Existen numerosos ejemplos de



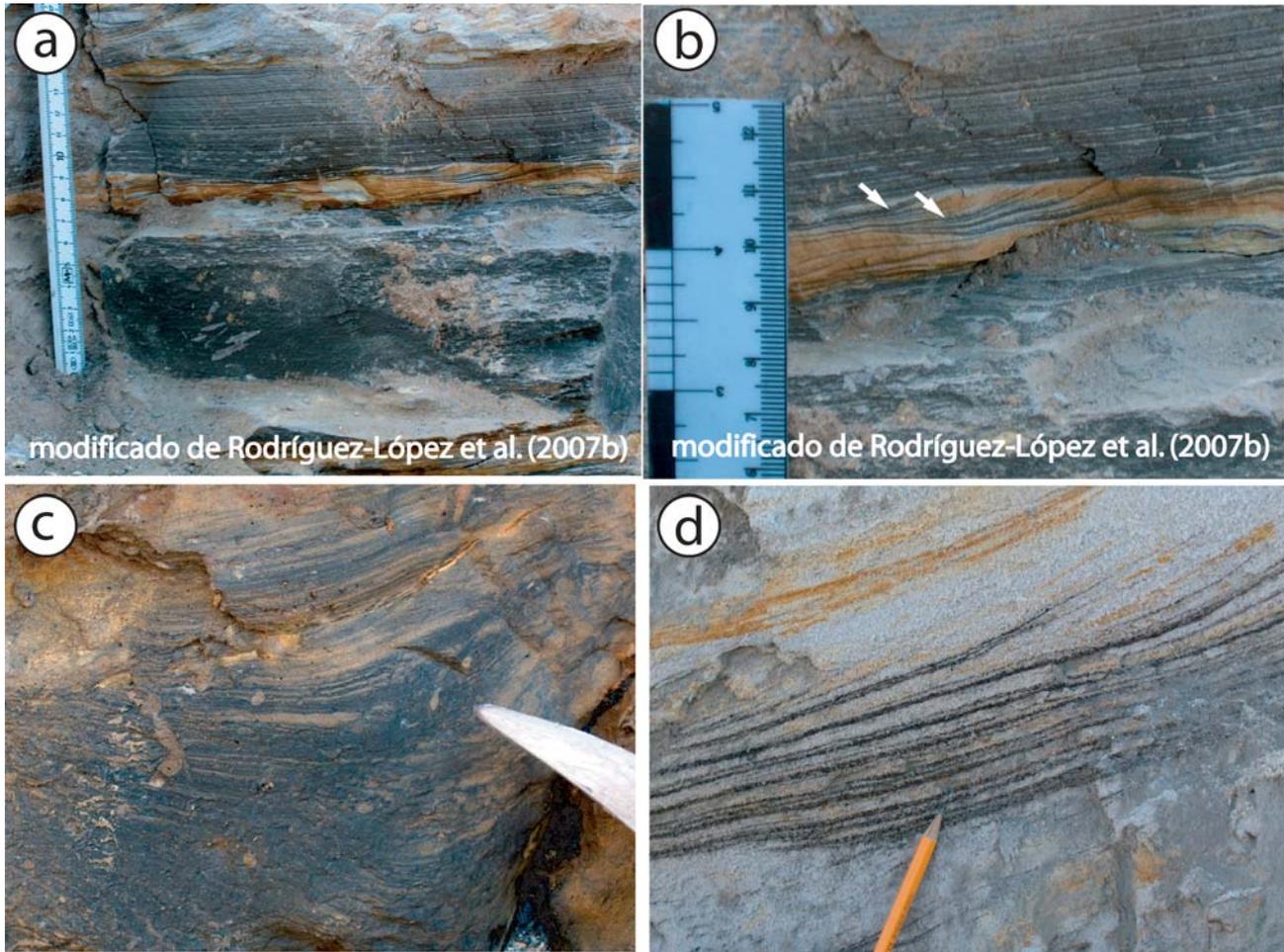


Figura 23.- (a) Niveles arenosos asociados a tormentas depositados en el fondo de un *lagoon* (Modificado de Rodríguez-López *et al.*, 2007b). (b) *Mud offshoots* en las caras de avalancha de los *ripples* (flechas blancas) (ver Rodríguez-López *et al.*, 2007b). (c) Bioturbación en facies mareales heterolíticas. (d) Dobles *drapes* en las caras de avalancha de un megaripple mareal.

transgresiones sobre sistemas desérticos próximos a la línea de costa en otros sistemas desérticos antiguos (Glennie y Buller, 1983; Benan y Kocurek, 2000; Strömbäck *et al.*, 2005). Esta transgresión generó la erosión de las dunas eólicas (Fig. 25a, 25b) y su retrabajamiento en facies marinas restringidas, como las facies de *lagoon* con niveles de tormenta estudiados por Rodríguez-López *et al.* (2007a) (Figs. 25a, 25b). Durante la sedimentación de estos depósitos costeros restringidos se desarrollaron sismitas (Fig. 25c, Rodríguez-López *et al.*, 2007b) generadas por los terremotos asociados a la Falla cretácica de Gargallo (Rodríguez-López *et al.*, 2007a) que indican, por otra parte, la existencia de una tectónica sinsedimentaria activa. Las características de las superficies de colonización de hepáticas desarrolladas en las áreas litorales de estos cuerpos de agua (*lagoons* e interdunas húmedas), indican condiciones climáticas secas y cálidas en un entorno de fuerte estrés ambiental (Diéguez *et al.*, 2007).

Estadio-3. Desarrollo de un sistema costero con vegetación costera eventual (Fig. 26)

La destrucción del sistema desértico arenoso como consecuencia de la transgresión, generó un sistema costero (lago arcilloso costero con canales mareales;

Figs. 22b, 22c, 26), cuyo registro sedimentario está caracterizado por potentes tramos arcillosos con intercalaciones de tramos arenosos con *drapes* arcillosos y bipolaridad (*tidal creeks*) y puntuales delgados niveles de carbón y arcillas carbonosas (marismas) (Figs. 22b, 26). La presencia de canales mareales (Figs. 22b, 22c, 26a, 26b) con troncos y los niveles de arcillas carbonosas, llevaron a Cervera *et al.* (1976) a incluir dentro de la Fm. Escucha, no sólo a estos niveles de carbón en el registro sedimentario de la misma, sino también a la sucesión sedimentaria situada por debajo de estos niveles (estadios-1 y 2 del sistema desértico arenoso). Aunque estos niveles carbonosos han sido sistemáticamente confundidos con los tramos de carbón que se explotan económicamente en la comarca de las Cuencas Mineras de Teruel (y pertenecientes al Intervalo Intermedio con Carbón de la Sucesión Sedimentaria Inferior), no alcanzaron en ningún caso entidad suficiente para ser explotados económicamente, ya sea debido a su escaso espesor o por tratarse de carbones muy arcillosos y de muy baja calidad.

El sistema costero presenta grandes canales mareales con depósitos de desbordamiento y troncos que ya observó Pardo (1979). Esta vegetación se desarrolló asociada a cuerpos de agua generados como

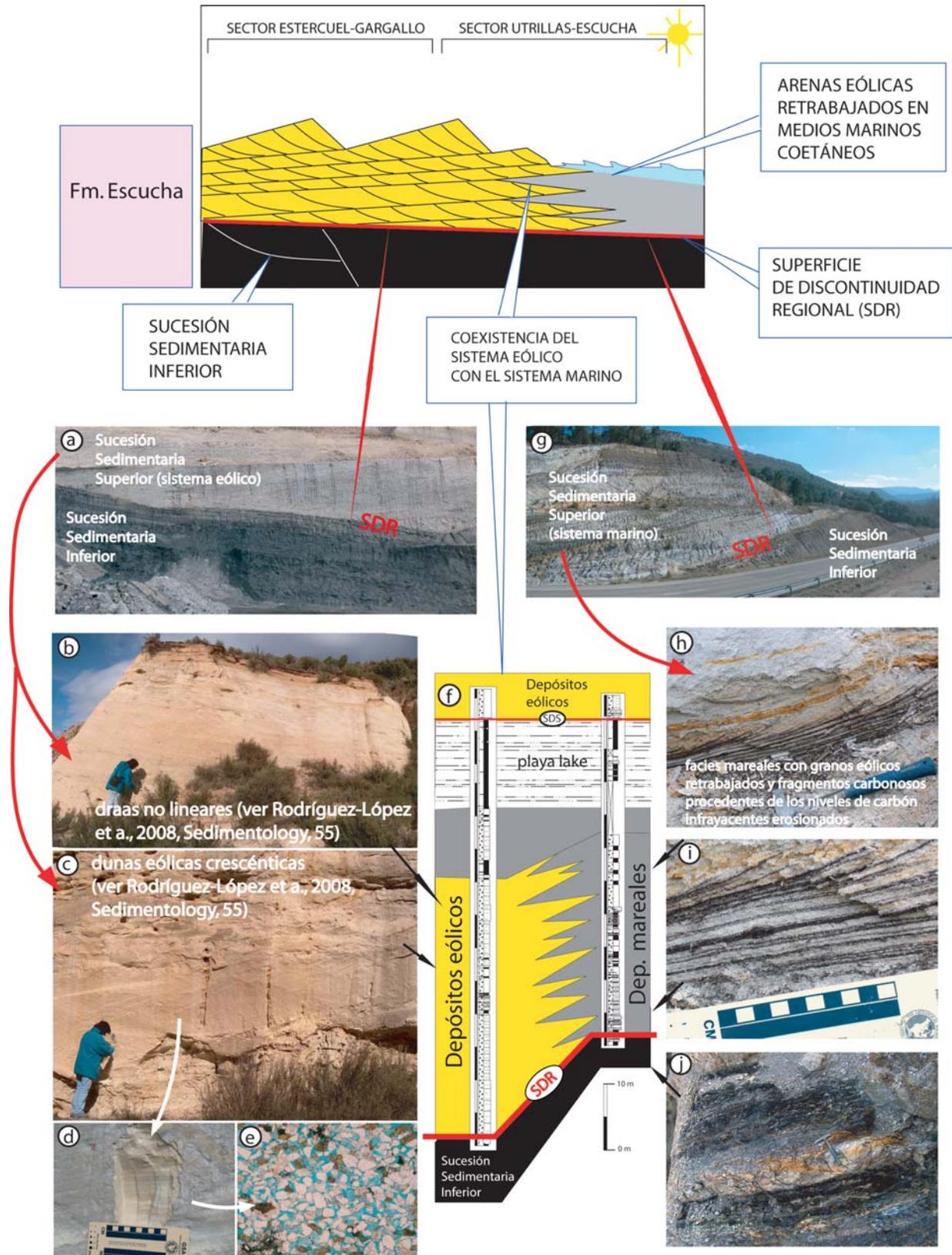


Figura 24.- Estadio-1. Iniciación del sistema desértico arenoso. (a) Superficie de Discontinuidad Regional (SDR). Por debajo de ella se encuentra el Intervalo Intermedio con Carbón de la Sucesión Seidmentaria Inferior. Por encima de la SDR se sitúa los depósitos de dunas eólicas de la primera secuencia de *erg*. (b) Dunas eólicas superimpuestas de la primera secuencia de *erg* (ver Rodríguez-López *et al.*, 2008a). (c) Foreset de una duna eólica crescéntica. (d) *Grainflow deposits* del *foreset* de (c). (e) Lámina delgada de las areniscas eólicas mostrando una elevada porosidad intergranular. (f) Correlación estratigráfica entre los depósitos eólicos desérticos de la primera secuencia de *erg* y sus sedimentos marinos coetáneos. (g) La Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) separando la Sucesión Sedimentaria Inferior (arcillas del Intervalo Superior Arcilloso) de la Sucesión Sedimentaria Superior (facies marinas coetáneas con el *erg*). (h) *Drapes* carbonosos desarrollados en el *foreset* de un megaripple mareal. (i) Detalle de (h), mostrando dobles *drapes* carbonosos. (j) Carbones del Intervalo Intermedio con Carbón de la Sucesión Sedimentaria Inferior.

consecuencia de la transgresión. El desarrollo de manglares y marismas en costas áridas es un proceso que se produce actualmente en la costa desértica de la Unión de Emiratos Árabes asociados a ambientes de *lagoon* y *sabkhas* (Al-Farraj, 2005).

Estadio-4. Desarrollo de un sistema de playa-lake (Fig. 27)

Tras el periodo transgresivo acaecido durante el episodio-3, la sedimentación continuó desarrollándose bajo un clima árido. La colmatación del incremento del espacio de acomodación generado por la transgresión previa (estadio-3), permitió el desarrollo de un sistema formado por ciclos de *playa-lake* en el *central-erg* y el *fore-erg* (Figs. 22a, 27a). El sistema de *playa-lake* está formado por arcillas con moteados y con *slickensides* indicando procesos pedogenéticos generados por oxidación/reducción y expansión/retracción respectivamente, en un medio de baja energía en el que alternaron procesos repetitivos de hidratación/desecación del sedimento de grano fino (p.e. Hofmann *et al.*, 2000). Este sistema de *playa-lake* es muy similar a los estudiados por Arp *et al.* (2005), Reinhardt y Ricken (2000) Hofmann *et al.* (2000) y Paik y Kim (2006). La presencia de superficies planas, horizontales, netas, lateralmente muy continuas, asociadas a cambios de color muy bruscos (Figs. 22a, 27a) en estas arcillas de *playa-lake*, son criterios diagnóstico de superficies de deflación eólica en *playa-lakes* (Reinhardt y Ricken, 2000) cuya génesis estuvo gobernada por la posición del paleo-nivel freático del *playa-lake*, el cual condicionó la profundidad que alcanzó la deflación. Durante los periodos de mayor aridez, el sistema de *playa-lake* desarrolló niveles carbonatados formados por calcita, dolomita y cuarzo, con laminaciones algales y *teepees* (Fig. 27b). Al microscopio muestran láminas con agregados peloidales asociados a filamentos verticales que engloban los granos de cuarzo (Rodríguez-López, 2008), y que son interpretados como láminas algales (p.e. Schieber, 2007). Estos niveles carbonáticos de colores rojizos con gran continuidad lateral observados en el litosoma arcilloso muestran características similares a los desarrollados en los litorales de *playa-lakes* bajo clima árido (Smith y Mason, 1998; Paik y Kim, 2003; 2006; Arp *et al.*, 2005).

Estadio-5. La regeneración del sistema desértico. El límite entre las clásicas Fms. Escucha y Utrillas y la interacción erg-Tethys (Fig. 27)

El límite litoestratigráfico dado por Pardo (1979) entre las Fms. Escucha y Utrillas es una superficie estratigráfica regional fácilmente reconocible en el campo (Fig. 27a y 27b). Esta superficie es un límite de secuencia principal que marca el comienzo de la segunda etapa de desarrollo del sistema desértico arenoso (la regeneración o «resurrección» del *erg*) tras la crisis acaecida asociada a la transgresión del estadio-2. Esta superficie presenta grietas de retracción

desarrolladas en el techo de los depósitos de *playa-lake* infrayacente, que indican exposición asociada a la génesis de esta superficie (Rodríguez-López, 2008); además se observa el desarrollo de discordancias angulares que relacionamos con la tectónica sinsedimentaria. La génesis de la superficie implicó la exposición de amplias llanuras áridas (*playa-lake* y llanura costera del estadio-4) generando grietas de retracción. El desarrollo de una superficie regional con una geometría plana característica (Figs. 27a, 28a) podría estar relacionada con procesos de deflación asociados a un periodo de aporte negativo de arena eólica; de hecho, esta superficie es paralela a las superficies desarrolladas en el sistema de *playa-lake* infrayacente, que han sido también interpretadas como superficies de deflación asociadas al nivel freático (Fig. 27a). Como se ha indicado previamente, esta superficie, que es el límite litoestratigráfico dado por Pardo (1979) entre las Fms. Escucha y Utrillas, marca la regeneración del *erg* (comienzo de la segunda secuencia de *erg*, *erg sequence*).

Regionalmente, en los sectores de Estercuel-Gargallo, Oliete-Ariño y Escucha-Utrillas se observa una progradación regional del sistema desértico arenoso sobre esa superficie límite, apoyándose las areniscas de dunas eólicas sobre las arcillas de colores de *playa lake* infrayacentes (Fig. 28a-28c). Esta superficie es, por definición, una *sand-drift surface sensu* Clemmensen y Tirsgaard (1990): superficie que separa depósitos no eólicos infrayacentes de depósitos eólicos suprayacentes. Esta progradación del *erg* se produjo bajo unas condiciones de aporte de arena eólica positivas (procedentes de la deflación de los *wadis* del *back-erg*) y de un nivel freático en aumento que favoreció su preservación.

El sistema desértico siguió progradando de manera que se llegaron a desarrollar dunas complejas (*draas*) (Fig. 27d). Durante este estadio de evolución se produjeron repetidas progradaciones del *erg* sobre la costa y transgresiones de la costa sobre el margen del *erg*, dando lugar a los ciclos indicados previamente (Rodríguez-López *et al.*, 2009). Las transgresiones sobre las dunas eólicas produjeron superficies erosivas, que dieron lugar a depresiones que quedaron colmatadas por sedimentos marinos restringidos, submareales, en los que se produjo el retrabajamiento de la arena eólica y el desarrollo de vegetación asociada a estos cuerpos de agua costeros (Rodríguez-López *et al.*, 2009).

El estadio de evolución-5 termina al ser transgredido de nuevo el sistema desértico arenoso, dando paso al depósito de la Fm. Mosqueruela (Pardo, 1979).

Modelo predictivo del sistema desértico en la Península Ibérica

Los estadios evolutivos del *erg* son fácilmente identificables en el *central-erg* y *fore-erg* (Fig. 18) ya



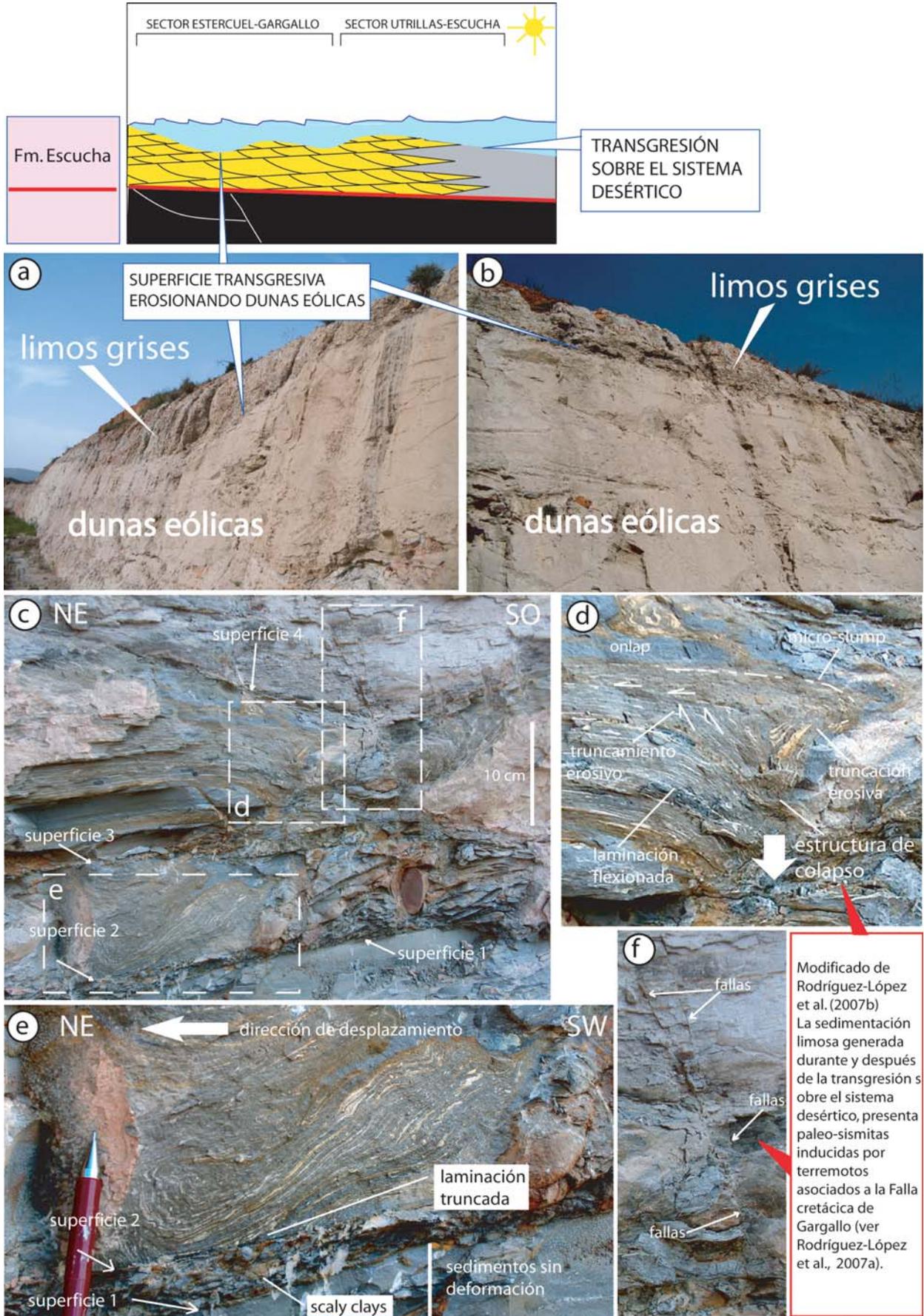


Figura 25.- Estadio-2. Transgresión regional sobre el sistema desértico. (a-b) Superficie transgresiva sobre areniscas de dunas eólicas. Los limos grises se depositaron en los cuerpos de agua asociados a la transgresión. (c-f) Estructuras de deformación asociadas a la Falla de Gargallo desarrolladas en los limos grises de los cuerpos de agua transgresivos (Modificado de Rodríguez-López *et al.*, 2007b).

que en estos sectores del sistema desértico el registro sedimentario es más continuo debido a una mayor generación del espacio de acomodación asociado a la

tectónica sinsedimentaria y a la interacción *erg*-Tethys. Estos estadios evolutivos son difícilmente identificables en el *back-erg* (Fig. 18), especialmente

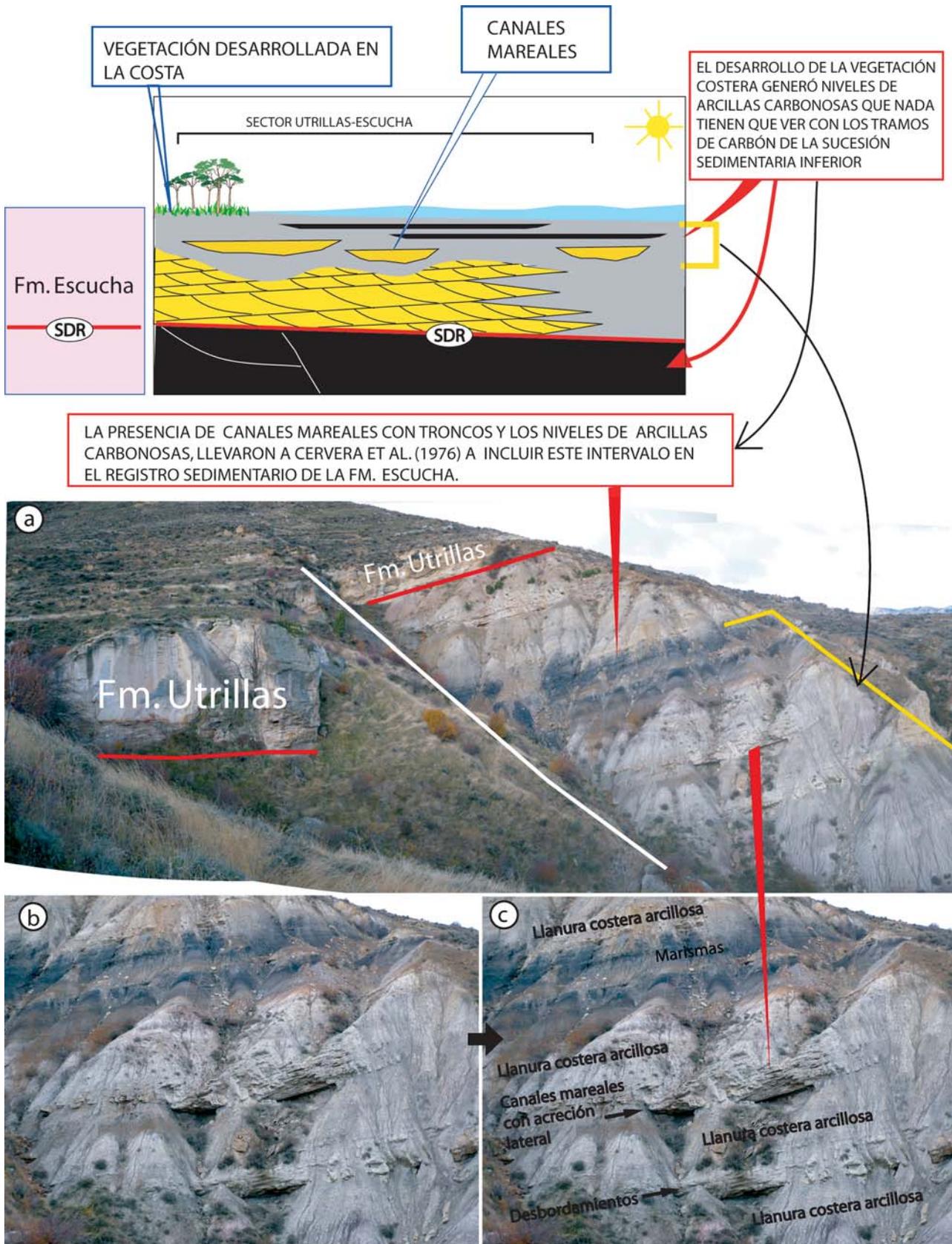
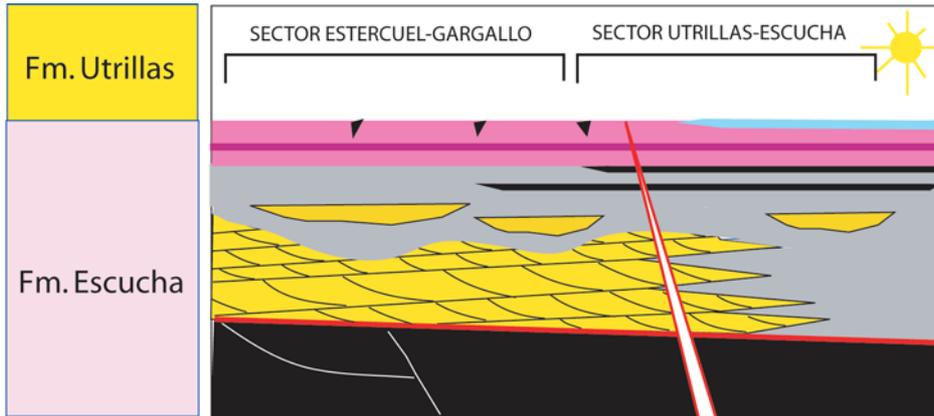
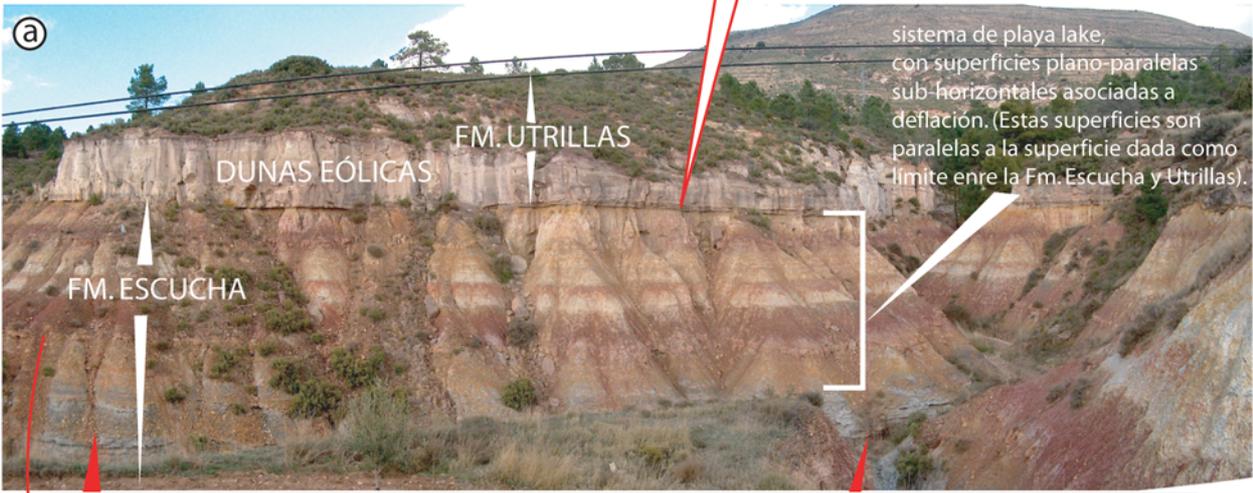


Figura 26.- Estadio-3. Desarrollo de un sistema costero con niveles de carbón. (a) Registro sedimentario de los lagos costeros con *tidal creeks* y marismas desarrollados en la costa desértica tras la transgresión sobre el margen de *erg*. (b) Afloramiento y (c) Asociaciones de facies de estos sistemas costeros.



ESTA SUPERFICIE ES EL LÍMITE DADO POR PARDO (1979) COMO LÍMITE LITOESTRATIGRÁFICO ENTRE LAS FMS. ESCUCHA Y UTRILLAS. ESTA SUPERFICIE ES UN LÍMITE DE SECUENCIA DEPOSICIONAL QUE MARCA EL FINAL DE LA ETAPA DEL SISTEMA DE PLAYA LAKE Y EL COMIENZO DE LA SEGUNDA ETAPA DE DESARROLLO DEL SISTEMA DESÉRTICO ARENOSO.



(b) limos grises desarrollados durante la transgresión del sistema desértico (ver Estadio 2)



NIVELES CARBONATADOS DESARROLLADOS EN LOS PERIODOS DE MAYOR ARIDEZ EN EL SISTEMA DE PLAYA LAKE. PRESENTAN LAMINACIONES ALGALES Y TEE-PEES (RODRÍGUEZ-LÓPEZ, 2008)

Figura 27.- Estadio-4. Desarrollo de un sistema sedimentario de *playa-lake*. (a) Límite clásico entre las Fms Escucha y Utrillas. Esta superficie es una superficie regional asociada a deflación. Por debajo de la superficie se encuentran las arcillas de colores de playa lake. Por encima de la superficie aparecen las areniscas de dunas eólicas de la segunda secuencia de erg. (b) Nivel dolomítico estromatolítico del playa lake.

en el *back-erg* interno, ya que en este sector, la generación de espacio de acomodación fue menor, y los procesos erosivos, asociados principalmente a deflación, dominaron sobre la sedimentación. En la zona del *back-erg*, se desarrollaron sucesivos ciclos fluvio-eólicos, pequeñas dunas eólicas y sistemas de *playa-lake*. Este sistema aluvial árido formaba la orla de sedimentos aluviales áridos situados en las proximidades del Macizo Ibérico y cuya deflación generaba los aportes de arena eólica que se acumulaban en el *central-erg* y *fore-erg* situados en sectores más surorientales (Sectores de Estercuel-Gargallo, Oliete-Ariño, Utrillas-Escucha (Fig. 2b) (Fig. 18a, 18b).

Como se ha indicado previamente, el desarrollo de este sistema desértico en Iberia está asociado con el cambio climático acaecido en Iberia durante el Albiense inferior, al quedar ésta bajo el efecto de un cinturón climático árido (Rodríguez-López *et al.*, 2006a; 2008a).

El reconocimiento de las facies desérticas en las Provincias de Soria, Zaragoza y Teruel permite predecir que aquellos afloramientos de la Fm. Utrillas, situados en latitudes actuales menores, presentarán rasgos directos e indirectos de sedimentación en un sistema desértico con un *fore-erg* marino y un *back-erg* continental, pudiéndose encontrar en otras áreas potentes acumulaciones de arenas eólicas.

Teniendo en cuenta la paleogeografía de la línea de costa, y la cercanía de los macizos rocosos paleozoicos a la misma, la orla aluvial árida pudo estar

muy próxima a la línea de costa, por lo que en otras áreas de la Cuenca Ibérica cabe esperar una transición rápida entre facies aluviales áridas y efímeras, y facies

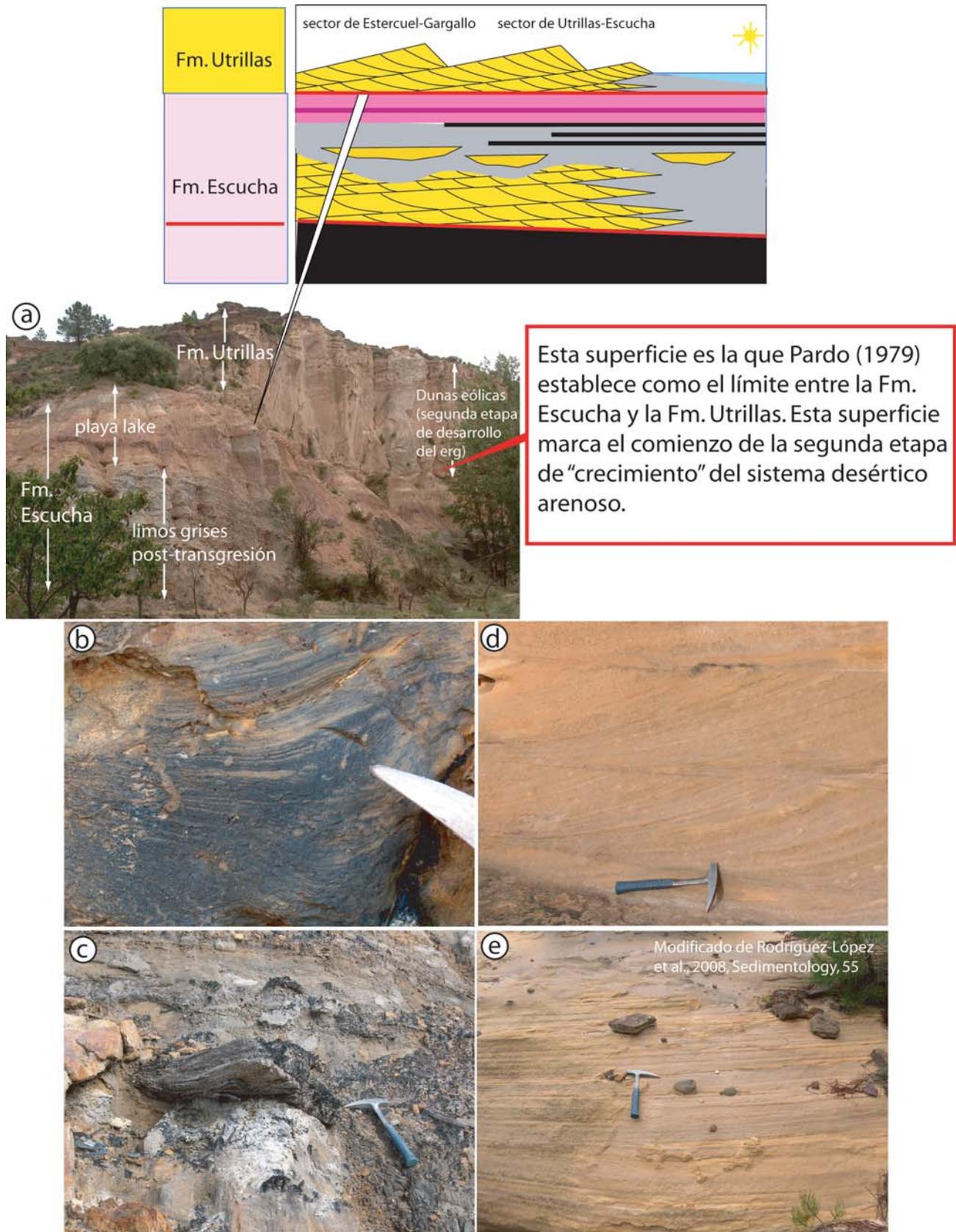


Figura 28.- Estadio-5. Regeneración del sistema desértico arenoso (*erg*). (a) Segunda secuencia de *erg* formada por potentes tramos de areniscas eólicas sobre las arcillas de colores de *playa lake*. (b y c) Facies marinas someras bioturbadas y con troncos carbonizados coetáneas con el *erg*. (d y e) Areniscas de dunas eólicas de la segunda secuencia de *erg*.

marinas someras, estas últimas tanto en facies siliciclásticas como carbonatadas. Un análogo actual de esta situación, en el que se produce una variación en la distribución de diferentes subambientes sedimentarios áridos a lo largo de la línea de costa es observable en la costa de la Unión de Emiratos Árabes (Fig. 29), donde tanto las dunas eólicas como los sistemas aluviales efímeros llegan a estar en contacto con la línea de costa de forma coetánea en diferentes puntos de la costa árida (p. ej. Al Farraj y Harvey, 2004). Otros análogos de interacción sistema desértico eólico-marino se produce actualmente en la costa este de Qatar (Fig. 20c) y en la Costa de los Esqueletos (Desierto de Namibia).

Discusión

Implicaciones estratigráficas y sedimentológicas

El reconocimiento de la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) localizada dentro del registro sedimentario de la Fm. Escucha se muestra como un dato nuevo y relevante que constituye una clave fundamental para comprender la nueva reorganización del registro estratigráfico que se propone en este trabajo. Consideramos que la presencia de esta superficie es un punto de partida necesario, y que no se puede obviar, para abordar el estudio del registro estratigráfico. Del reconocimiento de esta superficie, que reestructura como decimos el registro sedimentario predominantemente siliciclástico del Aptiense Superior y el Albiense en la Cuenca Ibérica, se deriva una serie de conclusiones que se han ido exponiendo a lo largo de este trabajo, y que enumeramos y discutimos a continuación:

1. La existencia de una superficie de discontinuidad regional (SDR) localizada dentro del registro sedimentario de la Fm. Escucha (Figs. 5, 30) hace imposible la teórica sucesión vertical y lateral entre miembros propuesta por Cervera *et al.* (1976), Pardo (1979), Querol (1990) y Querol *et al.* (1992).
2. La existencia de esta Superficie de Discontinuidad Regional hace imposible la hipótesis de la progradación de un sistema sedimentario, ya sea deltaico (Pardo, 1979), o deltaico-estuarino (Querol, 1990; Querol *et al.*, 1992) (Fig. 30).
3. Esta Superficie de Discontinuidad Regional (SDR) hace imposible la hipótesis de Salas (1987) y Salas y Martín-Closas (1995) según la cual el registro sedimentario de la Fm. Escucha constituye en su área tipo una sola secuencia de depósito (Fig. 30).
4. Teniendo en cuenta estos hechos, la propuesta de Gil *et al.* (2004) de incluir a la Fm. Escucha como un Miembro de la Fm. Utrillas es errónea no sólo desde un punto de vista litoestratigráfico (Hedberg, 1980), sino también, y lo que es más importante, desde un punto de vista genético.

El límite físico entre la Fm. Escucha «deltaica-estuarina» (Pardo, 1979) y la Fm. Utrillas «fluvial» (Pardo, 1979), fue estudiado y establecido por Cervera *et al.* (1976) y Pardo (1979). Este límite se reconoce regionalmente, y efectivamente es una superficie límite; se encuentra dentro de la Sucesión Sedimentaria Superior y es una superficie asociada a exposición subaérea y deflación, desarrollada dentro de un sistema sedimentario desértico y que separa diferentes estadios evolutivos del mismo (Rodríguez-López, 2008) (Fig. 27).

Un problema siempre presente al realizar un estudio de estos materiales ha sido la enorme dificultad para poder diferenciar entre los potentes tramos arenosos de la Fm. Escucha y de la Fm. Utrillas. Como hemos visto previamente, la primera secuencia de *erg* comienza con los potentes tramos arenosos atribuidos por autores previos a la parte superior de la Fm. Escucha (que como hemos visto, están por encima de la SDR), y la segunda secuencia de *erg* comienza con los potentes tramos arenosos atribuidos por autores previos a la Fm. Utrillas. Es normal confundir las areniscas de las dos unidades clásicas ya que las asociaciones de facies son iguales: potentes acumulaciones eólicas, pertenecientes a un sistema desértico arenoso, desarrolladas en dos etapas diferentes de desarrollo del *erg*.

Otra hipótesis que se ha aceptado y mantenido durante décadas, es la interpretación de la Fm. Escucha como un delta progradante. Probablemente la presencia de arcillas grises con foraminíferos en la base (Intervalo Basal con Carbonatos en el presente trabajo), seguida de facies mareales con carbón (Intervalo Intermedio con Carbón en este trabajo) seguida de potentes tramos de areniscas y arcillas (Intervalo Superior Arcilloso de la Sucesión Sedimentaria Inferior, situada por debajo de la SDR, más la Sucesión Sedimentaria Superior (*erg*) en el presente trabajo) indujo a los autores previos a pensar que se trataba de un sistema de progradación deltaica pasando de facies de prodelta a frente deltaico y finalmente a llanura deltaica (Querol, 1990; Querol *et al.*, 1992) (Fig. 30).

La descripción por parte de autores previos de facies «estuarinas» en el registro de la Fm. Escucha, es comprensible dentro del modelo de sedimentación de este sistema desértico arenoso. Como hemos indicado previamente, éste *erg* presentaba hacia el SE un límite directo con el Tethys (*fore-erg*). En el sistema sedimentario marino coetáneo al sistema eólico se produjo el retrabajamiento de granos eólicos (ver Rodríguez-López *et al.*, 2006b), y el desarrollo de diferentes subambientes sedimentarios costeros (Fig. 24 f-j). Los depósitos marinos coetáneos con el sistema eólico presentan asociaciones de facies mareales formadas por *sets* de estratificación cruzada tangenciales con *drapes* carbonosos, y asociaciones de facies de *lagoon* protegido. Quizá la presencia de estas facies costeras indujo a pensar a los autores previos que se trataba de un sistema deltaico o estuarino. Estas facies mareales se depositaron en los medios

Control de la paleogeografía de la costa en la variabilidad espacial del sistema desértico-Tethys.

En el caso de Omán y EAU las dunas eólicas de Rub Al-Khali llegan a alcanzar la costa del Golfo Árabe y los abanicos aluviales y wadis llegan a alcanzar directamente el mar.

En el caso de Iberia, el sistema desértico arenoso llega a alcanzar directamente el mar (interacción eólica-marina en el *fore-erg*) y muy probablemente en otros sectores de Iberia cabe esperar que el sistema desértico Albiense presente interacción fluvial-marina (abanicos aluviales/wadis) interestratificados con sedimentos marinos siliciclásticos y/o carbonatados)

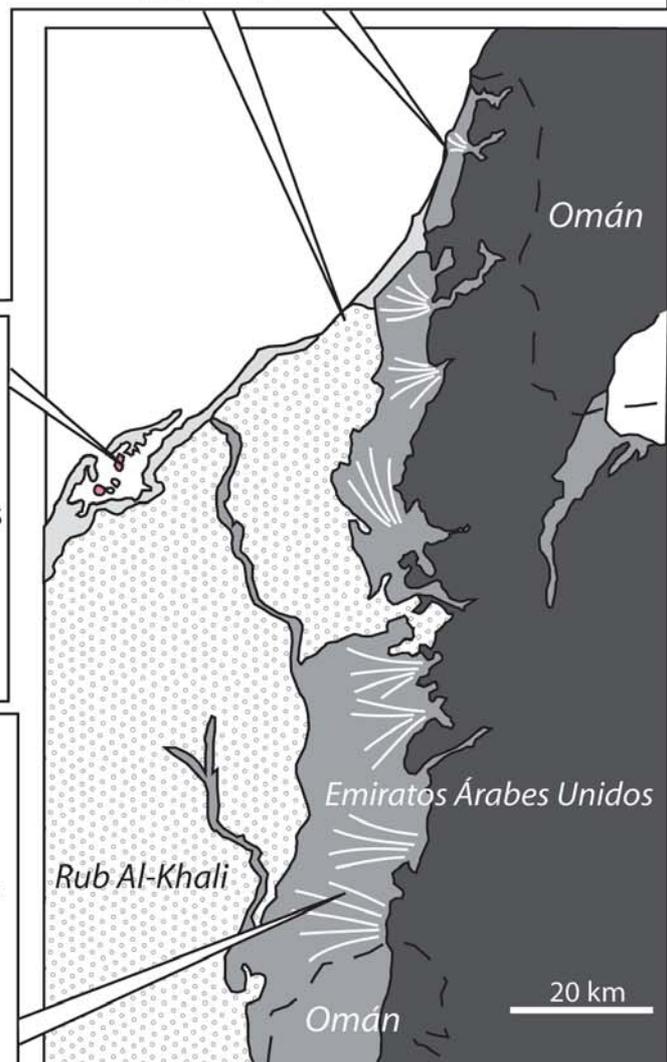
Variabilidad de medios sedimentarios costeros coetáneos con el sistema desértico.

Tanto en el caso de Emiratos Árabes Unidos como en el caso de Iberia, la costa presenta una gran variabilidad de medios sedimentarios (*sabkhas*, canales mareales,...)

Orla de wadis y abanicos aluviales entre el erg y las zonas montañosas.

En el caso de Omán y EAU las dunas eólicas de Rub Al-Khali están bordeadas por un conjunto de wadis que las separan del basamento.

En el caso de Iberia, el sistema desértico arenoso presenta una orla de wadis y abanicos aluviales (*back-erg system* en Alhama de Aragón y Nuévalos) bordeando el Macizo Ibérico.



-  Sabkha y playas
-  Dunas eólicas
-  Gravass aluviales (abanicos y wadis)
-  Basamento

(Modificado de Al Farraj y Harvey, 2004)

Figura 29.- Análogo actual del sistema desértico arenoso cretácico en Iberia (sistemas desérticos de Emiratos Árabes Unidos, Modificado de Al-Farraj y Harvey, 2004).



Figura 30.- Equivalencia de las unidades previas propuestas por autores anteriores y las propuestas en este trabajo de investigación.

sedimentarios coetáneos con el sistema desértico arenoso (*erg*).

Por su parte, la Fm. Utrillas fué interpretada en su área tipo como un sistema fluvial. Probablemente la presencia de decenas de metros de areniscas mostrando estratificaciones cruzadas (facies de dunas eólicas mostradas en Rodríguez-López *et al.*, 2008a) e intercaladas entre tramos arcillosos (facies de interdunas y asociaciones de *playa-lake* descritas por Rodríguez-López, 2008) indujeran a pensar que la Fm. Utrillas era un sistema fluvial *braided* con amplias llanuras de inundación (Pardo, 1979).

Una característica relevante de estos materiales en el área tipo es la presencia de diferentes tramos sedimentarios con capas o niveles de carbón que alcanzan un espesor considerable y han sido explotadas económicamente.

Dentro de la Sucesión Sedimentaria Inferior se encuentra el Intervalo Intermedio con Carbón; estas capas de carbón se generaron a partir de marismas en ambientes sedimentarios costeros relacionadas con sistemas de *back-barrier*. La presencia de dinoflagelados asociados a estos niveles de carbón (Peyrot *et al.*, 2007b) y el alto contenido en azufre (transformado hoy día en cristales de yeso transparentes) corroboran la influencia de aguas marinas durante su sedimentación. Díez *et al.* (2005) estudian restos del helecho arborescente *Weichselia reticulata* en niveles intercalados con tramos de carbón en las proximidades del pueblo de Escucha, que corresponden a los niveles de marismas del Intervalo Intermedio con Carbón de la Sucesión Sedimentaria Inferior. Silantieva y Krassilov (2006) indican que el helecho arborescente *Weichselia* ocupaba hábitats costeros que podrían ser los precursores de los manglares que aparecen con posterioridad (ver Smith *et al.*, 2001, en el que citan restos de saurópodos gigantes en manglares de *Weichselia reticulata* del Cretácico Superior).

Sin embargo, por encima de la Superficie de Discontinuidad regional (SDR), en los afloramientos próximos a la localidad de Escucha, y dentro ya de la Sucesión Sedimentaria Superior arenosa (*erg*), se reconocen algunos tramos carbonosos (Fig. 22b, 27). Como se ha expuesto al explicar la evolución temporal del sistema desértico arenoso, tras la destrucción de la primera secuencia de *erg* como consecuencia de la transgresión regional del Tethys (estadio-2) sobre el sistema desértico arenoso, se desarrolló, durante el

estadio-3, especialmente en el *fore-erg* (sector de Utrillas-Escucha) y puntualmente en el *central-erg* (sector de Esteruel-Gargallo), un sistema costero permitiendo el desarrollo puntual de vegetación en marismas, dando lugar a niveles de arcillas carbonosas. Este sistema costero también desarrolló canales mareales que contienen fragmentos de troncos de longitud métrica reabajados.

Es un hecho ampliamente constatado que las areniscas de la Fm. Utrillas tienen un elevado contenido en minerales de la arcilla, que hace que en muchas ocasiones se exploten económicamente. Aparentemente la presencia de estos minerales puede parecer contradictoria con un ambiente de sedimentación bajo condiciones climáticas áridas. Sin embargo, la gran cantidad de matriz arcillosa (normalmente de colores blanquecinos) que presentan las areniscas de la Fm. Utrillas en los sectores próximos al Macizo Ibérico es debido a la conjunción de tres factores relacionados: (1) como consecuencia de la proximidad de los canales fluviales efímeros (*wadis*) al Macizo Ibérico, éstos recibían como componentes clásticos, ingentes cantidades de feldespatos de color blanco entre otros minerales y fragmentos de roca (Rodríguez-López *et al.*, 2010). (2) Debido al clima árido, estos feldespatos se preservaron sin alterar. Algunos tienen varios centímetros de longitud y muchos de ellos presentan bordes angulosos. (ver Fig. 5 de Rodríguez-López *et al.*, 2010). Las dunas eólicas en la Provincia de Teruel también contienen granos de feldespato sin alterar. (3) La alteración telodiagenética de esta elevada concentración de feldespatos en las facies áridas genera una gran cantidad de matriz arcillosa, que en ocasiones son rentables económicamente. Son bien conocidas por todos las canteras de caolín en las Arenas de Utrillas que jalonan la Cordillera Ibérica.

Distribución de la vegetación en el erg y su relación con la paleogeografía y paleohidrología

Con respecto a la flora, el sistema desértico presenta abundantes restos de macro- y microflora, estando la distribución de esta flora asociada a la paleogeografía y paleohidrología del *erg*. Así, como hemos indicado previamente, el sistema desértico recibía de forma puntual grandes entradas de agua dulce en su borde occidental con el Macizo Ibérico. Estas entradas de agua dulce, que inundaban los *wadis* secos y daban lugar a la destrucción de las dunas eólicas y pavimentos



desérticos (Rodríguez-López *et al.*, 2010), se traducían en un aumento del nivel freático regional y en una recarga del acuífero regional; de hecho, las extensas superficies de *mud playa* del *back-erg* interno estaban alimentadas por la llegada y afloramiento a la superficie de estas aguas freáticas. Al quedar inundados los *wadis* y las superficies de las *mud playas*, las plantas colonizaban las superficies dando lugar a depósitos arenosos y arcillosos bioturbados por raíces (ver Fig. 6 de Rodríguez-López *et al.*, 2010). Glennie (2001) indica que la vegetación de los sistemas desérticos en los Emiratos Árabes Unidos queda principalmente asociada a los lechos de los *wadis*. Esta situación suele producirse cuando el nivel freático está próximo a la superficie (Bullard y Livingstone, 2002). Esta colonización de *wadis* por parte de la vegetación puede observarse en los sistemas desérticos actuales de Argelia (Fig. 31a).

Recientemente Gomez *et al.* (2009) han estudiado restos de macroflora de la Formación Utrillas en la localidad turolense de Plou, identificando un género de angiosperma cretácica (*Klitzschophyllites chofatii*) que vivía según estos autores en un lago somero, con significantes oscilaciones del nivel del agua y «con influencia de lake inlets como se evidencia por la presencia de arena en la marga y a partir de la alternancia de marga lacustre con arenisca fluvial». La localidad de Plou se encuentra en el Sector de Piedrahita-Hinojosa-Plou (Fig. 2b, Rodríguez-López, 2008) situada en el *back-erg* interno, a 23 kilómetros al NO del *central-erg*. Como se ha indicado previamente, el *back-erg* interno se caracteriza por el desarrollo de canales fluviales efímeros (*wadis*), el desarrollo de depósitos eólicos de escasa potencia, pavimentos de deflación y extensos depósitos arcillosos y limosos de *mud playa*/llanura de inundación efímera (ver Tabla VII, asociaciones de facies de *back-erg* interno y para más detalle ver Rodríguez-López *et al.*, 2010). Es interesante observar que Gomez *et al.* (2009) indican que su interpretación sobre el hábitat de *Klitzschophyllites* (un lago somero en el que formaban densa vegetación acuática) está en contradicción con el hábitat propuesto por Mohr y Rydin (2002) y Mohr *et al.* (2006) que sugieren que *Klitzschophyllites* vivía en condiciones ambientales secas, estacionales y/o en sustratos hypersalinos, en el que *Klitzschophyllites* presentaría adaptaciones xeromórficas. En el mismo trabajo de Mohr *et al.* (2006) (citado por Gomez *et al.*, 2009) se indica que las plantas xeromórficas aparecen en áreas sujetas o bien a condiciones de sequía (*drought*), incluyendo desiertos y dunas eólicas donde la lluvia no era suficiente y/o el suelo es muy poroso, o bien a desecación fisiológica. Teniendo en cuenta que los restos de *Klitzschophyllites* encontrados por Gomez *et al.* (2009) se encuentran en depósitos del *back-erg* interno (Sector de Piedrahita-Hinojosa-Plou), no debería descartarse que estas angiospermas acuáticas vivieran en los cuerpos de agua dulce efímeros (*mud playas* de Rodríguez-López *et al.*, 2010) del sistema

desértico arenoso. Estos cuerpos de agua se generan como consecuencia de los desbordamientos puntuales de los *wadis* (Rodríguez-López *et al.*, 2009) y se alimentan gracias a las aguas freáticas dando lugar a cuerpos de agua dulce. Estos cuerpos de agua situados en sistemas desérticos sufren prolongados periodos de exposición y desecación quedando cubiertos por depósitos eólicos (Rodríguez-López *et al.*, 2010). Gomez *et al.* (2009) indican que algunas de las hojas de estas angiospermas muestran marcas de insectos, insectos que generaron también tubos de bioturbación en los depósitos de *mud playa* del *back-erg* interno (ver Fig. 16c de Rodríguez-López *et al.*, 2010).

La llegada a la superficie de aguas dulces freáticas se produjo también en el *central-erg* dando lugar al desarrollo de interdunas húmedas que contienen abundantes restos de polen y macroflora (Peyrot *et al.*, 2007a; 2007b) en cuyos litorales se desarrollaron superficies de colonización de briofitos (Diéguez *et al.*, 2007). Es frecuente encontrar troncos silicificados de coníferas asociados a estas interdunas húmedas similares a los descritos por Parris y Falcon-Lang (2007) en las interdunas húmedas del *erg* de las *Navajo sandstone*. Las interdunas húmedas tanto en el *erg* cretácico de Iberia como en el caso del *erg* de las *Navajo* (Parris y Falcon-Lang, 2007), se encuentran alimentadas por manantiales de aguas freáticas que generan oasis entre dunas eólicas como las observadas en los sistemas desérticos actuales. Un ejemplo actual es el manantial de aguas dulces de Khwar Hamidan que conforma un oasis rodeado de vegetación situado entre dunas eólicas en pleno desierto del Rub' al-Khali en la Península Arábiga, y la vegetación asociada a oasis de *ergs* de Libia (Fig. 31b).

En el *fore-erg* la distribución espacial de la vegetación está controlada por la paleogeografía, paleohidrología y distribución de cuerpos de agua.

Como hemos indicado previamente el *erg* sufrió repetidas transgresiones como consecuencia de las cuales se generaron cuerpos de agua costeros y bahías más o menos restringidas que erosionaron las dunas eólicas infrayacentes (Rodríguez-López *et al.*, 2009). Estas transgresiones que afectaron lógicamente en mayor medida al *fore-erg*, también llegaron a afectar a sectores del *central-erg*. En estos cuerpos de agua costeros se desarrollaron marismas a partir de las cuales se generaron niveles carbonosos intercalados con tramos arcilloso. El desarrollo de vegetación en costas desérticas es un proceso que se puede observar actualmente en la costa de los Emiratos Árabes Unidos (Fig. 31c) donde la vegetación aparece asociada a los márgenes de los principales canales mareales que conectan *lagoons* con el Golfo Pérsico y a los *tidal creeks* relacionados con estos canales (Fig. 31d). Esta situación constituye un análogo para la vegetación que se desarrolló asociada a los lagos costeros, marismas y canales mareales en el *fore-erg* durante el estadio-3 de evolución del *erg* (Fig. 22b, 22c, 26). En el afloramiento de La Orden (en las proximidades del pueblo de

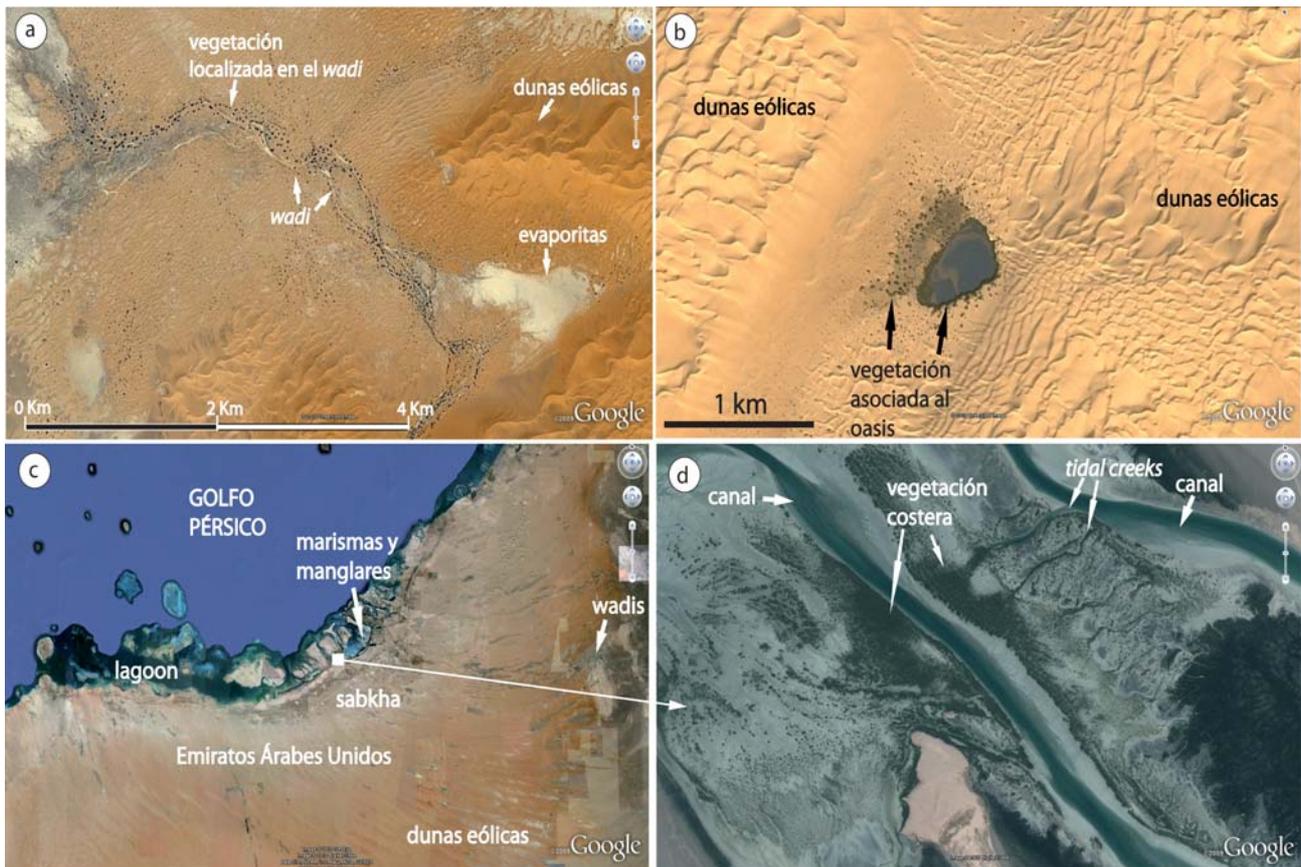


Figura 31.- Distribución de vegetación en sistemas sedimentarios desérticos actuales. (a) Vegetación asociada a fondos de wadis en un erg argelino. (b) Vegetación asociada a cuerpos de agua dulce entre dunas eólicas desérticas, Libia. (c) Costa desértica de Emiratos Árabes Unidos. Nótese la distribución espacial de los diferentes medios sedimentarios áridos: costa con lagoons, marismas y manglares, *sabkha* costera, dunas eólicas y *wadis*. (d) Detalle de (c) mostrando la distribución de la vegetación en la costa desértica asociada a los canales mareales principales y a tidal creeks.

Escucha) los canales mareales contienen troncos que sufrieron procesos de erosión a consecuencia de las corrientes de flujo (*flood*) y reflujos (*ebb*).

Dada la importancia que el acuífero regional y la paleo-hidrología del sistema desértico tuvieron en la distribución de la vegetación del *central-erg* y del *back-erg*, no hay que descartar que la llegada y el afloramiento de agua dulce en superficie, en forma de manantiales (al intersectar el acuífero la superficie en la costa), alimentara los lagos costeros del *fore-erg* favoreciendo el desarrollo de vegetación.

Sender *et al.* (2005) estudiaron restos de macroflora procedentes de diferentes niveles de la «clásica» Formación Escucha. Estos autores correlacionan sus muestras RU-2 a RU-7 con los tramos superiores de la «clásica» Formación Escucha. Teniendo en cuenta esta correlación, consideramos que por su posición estratigráfica, esos niveles con macroflora proceden de los niveles con vegetación desarrollados durante el estadio de evolución-3 del *erg*; es decir, esa flora se desarrolló asociada a los lagos costeros formados tras la transgresión regional sobre el margen del *erg*.

Zonación espacial, modelo predictivo y persistencia temporal del erg

Como se ha indicado previamente, el sistema desértico arenoso presenta una zonación paleogeográfica

en el sentido de Porter (1986), habiéndose reconocido su cinturón proximal en zonas más cercanas al Macizo Ibérico (Provincias de Soria, Zaragoza y sector de Piedrahita-Hinojosa-Plou; Fig.2b, Fig 18). En este cinturón proximal se formaron ambientes sedimentarios en los que se produjo la interacción entre canales fluviales efímeros y el viento. Los canales fluviales acarrearán sedimentos de tamaño de grano grueso con cantos abundantes, que a menudo muestran caras facetadas (ventifactos). Estos canales efímeros fueron deflactados por el viento, el cual transportó arena hacia el *central-erg* (Provincia de Teruel), para formar las dunas eólicas.

Debido a que la sedimentación en la mayor parte de Iberia quedó bajo la influencia de condiciones climáticas áridas, el sistema desértico pudo extenderse rápidamente. Los sistemas desérticos arenosos se encuentran entre los sistemas sedimentarios más efectivos en ocupar una mayor extensión en el menor tiempo posible. Esto explica la gran extensión que las «facies Utrillas» tienen en la Península Ibérica.

Sin embargo, cabe la posibilidad de que en otros sectores de Iberia más septentrionales (p.e. en la Cuenca Vasco-Cantábrica) se desarrollaran medios sedimentarios diferentes debido a la posición de los cinturones climáticos durante el Albiense. Durante el Cretácico Medio, la zona septentrional de Iberia quedó



muy próxima al límite entre el cinturón climático árido y el húmedo de latitudes medias (Fig. 18c); con toda probabilidad, en esas paleolatitudes algo más septentrionales, se pudieron desarrollar ambientes sedimentarios bajo condiciones algo más húmedas, coetáneas a las más áridas localizadas en regiones más meridionales de Iberia.

Este sistema desértico, se desarrolló a lo largo de un periodo relativamente largo: desde el Albiense inferior en que se desarrolló la SDR, hasta el Cenomaniense inferior, cuando las plataformas carbonatadas del Cretácico Superior se extendieron a lo largo de toda la Cuenca Ibérica. Este lapso de tiempo puede parecer *a priori* un tiempo de permanencia del sistema desértico excesivamente largo; sin embargo es una característica propia de otros sistemas desérticos antiguos descritos en la bibliografía. Así, el registro sedimentario del Jurásico del *Western Interior* de E.E.U.U. se caracteriza por unidades eólicas desérticas que se desarrollaron desde el Sinemuriense al Titónico (aproximadamente 65 millones de años, ver Chan y Kocurek, 1988) limitadas por discontinuidades (J-0 a J-5). Dada la dinámica propia de un sistema desértico arenoso, éste se mantendrá mientras las condiciones climáticas y de aporte arenoso lo permitan. El grado de preservación del mismo será función del balance entre el aporte sedimentario y la generación del espacio de acomodación, este último asociado a un nivel freático en ascenso que dé lugar a la preservación de las dunas eólicas. De hecho, y como hemos visto con anterioridad, el sistema desértico arenoso sufrió al menos una grave crisis ambiental, que dió lugar a su destrucción parcial. Además existen discontinuidades dentro del sistema desértico que probablemente representen varios millones de años sin registro sedimentario.

La base de la «clásica» Fm. Utrillas y su significado post-rift

La base de la Fm. Utrillas ha sido considerada como el comienzo del periodo *post-rift* en la Cuenca Ibérica. En muchas ocasiones es cierto que la base del sistema desértico arenoso post-data estructuras distensivas y variaciones bruscas de espesor. De hecho, hay que tener en cuenta que el sistema desértico se desarrolla sobre una superficie de discontinuidad regional (SDR), y por lo tanto cabe considerar que corresponde a la etapa de sedimentación *post-rift* en la Cuenca Ibérica. Sin embargo, la base del sistema desértico arenoso no debe ser siempre considerada como el inicio de la etapa de *post-rift* en todos los afloramientos de Iberia. En muchas ocasiones, el hecho de que el sistema desértico arenoso se apoye directamente sobre distintas unidades estratigráficas de edades muy diferentes (desde el Paleozoico al Cretácico inferior) es debido al carácter expansivo intrínseco de un sistema desértico arenoso; es decir, las dunas eólicas de este sistema, al avanzar sobre un sustrato rocoso expuesto de diferente edad según las zonas, generan un contacto sedimentario que

no tiene necesariamente connotaciones tectónicas suprarregionales, sino que simplemente puede tratarse de una superficie sedimentaria que indica que en un momento concreto las dunas eólicas se situaron sobre un sustrato rocoso previo de una edad determinada.

Además, durante la sedimentación del sistema desértico, la actividad tectónica continuó activa, como parecen indicar los estadios de evolución del sistema explicados en los apartados anteriores donde se menciona la existencia de una tectónica sinsedimentaria activa. Por lo tanto, la aseveración de que todo afloramiento de las «clásicas arenas de Utrillas» constituye la sedimentación *postrift per se*, debe ser reconsiderada y precisada según las localidades en las que aflore.

Conclusiones

A partir de todos los datos expuestos, se puede obtener una serie de conclusiones, tanto de índole estratigráfica como sedimentológica.

Desde el punto de vista estratigráfico se propone, para los materiales estudiados, una nueva división estratigráfica constituida por dos unidades estratigráficas: la Sucesión Sedimentaria Inferior (SSI) que incluye la parte inferior y media de la Formación Escucha, siempre por debajo de la SDR, y la Sucesión Sedimentaria Superior (SSS) que incluye la parte superior de la Formación Escucha y la totalidad de la Formación Utrillas, separadas ambas por la Superficie de Discontinuidad Regional (SDR). Este nuevo límite (SDR), está relacionado con una discordancia angular, tectónica sinsedimentaria y la posterior erosión asociada, y constituye una superficie estratigráfica de rango mayor localizada dentro de la Formación Escucha. Por otra parte, el límite estratigráfico dado por Pardo (1979) entre las dos unidades estratigráficas analizadas, la Fm. Escucha y la Fm. Utrillas, corresponde a una superficie de deflación desarrollada dentro del sistema desértico y que separa diferentes estadios evolutivos del mismo.

Este nuevo almacén estratigráfico, invalida la división en tres miembros de la Fm Escucha, definidos por Pardo (1979), así como la existencia de cambios laterales de facies entre estos indicada por Pardo (1979) y Querol *et al.* (1992).

La Sucesión Sedimentaria Inferior que abarca parte del registro sedimentario de la Fm. Escucha situada entre las plataformas carbonatadas aptienses y la Superficie de Discontinuidad Regional, tiene una edad Aptiense superior-Albiense inferior. Esta Sucesión Inferior presenta tres partes de base a techo: (1) una plataforma carbonatada con extensos *lagoons*; (2) un sistema sedimentario costero con carbón desarrollado en marismas y manglares asociados a sistemas de islas barrera y sistemas costeros mareales y (3) un sistema costero arcilloso con niveles carbonatados.

La Sucesión Sedimentaria Superior, situada entre la Superficie de Discontinuidad Regional y las



plataformas carbonatadas del Cretácico Superior, abarca los potentes tramos arenosos y arcillosos de la parte superior de la Fm. Escucha y de toda la Fm. Utrillas. Esta Sucesión Superior constituye el registro sedimentario de un sistema desértico arenoso (*erg*) complejo de edad Albiense inferior-Cenomaniense inferior.

El sistema desértico tiene una extensión mínima reconocible hasta el momento de 16.000 km² y un registro sedimentario variable con espesores de centenares de metros.

Este desierto arenoso se desarrolló gracias al cambio climático acaecido en Iberia durante el Albiense inferior al quedar bajo el influjo de condiciones climáticas áridas.

El *erg* presenta una zonación espacial: (1) un *back-erg* (parte proximal del *erg*; Provincias de Soria, Zaragoza y Teruel) (con un *back-erg* interno y un *back-erg* externo) donde se produjo la interacción eólica-fluvial efímera. Su registro estratigráfico presenta facies de *wadi* y eólicas; (2) un *central-erg* (parte central del *erg*; Provincia de Teruel) donde se produjo la principal acumulación eólica y (3) un *fore-erg* (parte distal del *erg*; Provincia de Teruel) donde se produjo la interacción *erg*-Tethys.

El *erg* presenta varios estadios evolutivos cuyo desarrollo estuvo controlado por la tectónica sinsedimentaria, y por cambios en las condiciones climáticas y su modulación sobre el aporte de sedimento eólico.

La paleohidrología del *erg* jugó un papel fundamental en la distribución espacial y temporal de la vegetación del sistema desértico arenoso así como en la distribución de evaporitas.

La existencia de este sistema desértico arenoso permite establecer un modelo predictivo por el cual cabe esperar que los afloramientos de edad Albiense inferior-Cenomaniense inferior de la península Ibérica situadas en latitudes más inferiores, presentarán asociaciones de facies de *back-erg*, *central-erg* o *fore-erg* en función de la paleogeografía del margen oriental de Iberia y su relación con el Tethys.

La definición formal de las nuevas unidades estratigráficas observadas se encuentra en preparación y serán publicadas en breve por el grupo de investigación.

Agradecimientos

Los autores agradecen al editor adjunto de la Revista de la Sociedad Geológica de España, Dr. Ferrán Colombo, su invitación para publicar una síntesis de los resultados científicos obtenidos, en la Revista de la Sociedad Geológica de España.

Queremos agradecer especialmente al Dr. Gonzalo Pardo su apoyo y ayuda durante estos cuatro años de investigación. Finalmente, queremos agradecer a ENDESA y a SAMCA el permiso dado para poder consultar sus datos de minería de subsuelo. Este trabajo constituye una contribución al proyecto de investigación CGL 2008-05418/BTE del Ministerio de

Ciencia e Innovación. Agradecemos a los Drs. M. Marzo, P. Busquets y M. López-Blanco y a dos revisores anónimos sus comentarios y sugerencias que han contribuido a mejorar la primera versión del manuscrito.

Referencias

- Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J. y Riba, O. (1971): Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleontología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares. *Estudios Geológicos*, 27: 497-512.
- Ahlbrandt, T.S. y Fryberger, S.G. (1982): Introduction to aeolian deposits. En: *Sandstone Depositional Environments* (P.A. Scholle y D. R. Spearing, Eds.). *American Association of Petroleum Geologists*, Memoir, 31: 11-47.
- Ahmed Benan, C.A. y Kocurek, G. (2000): Catastrophic flooding of an eolian dune field: Jurassic Entrada and Todilto Formations, Ghost Ranch, New Mexico, USA. *Sedimentology*, 47: 1069-1080.
- Aigner, T. y Reineck, H.E. (1982): Proximal trends in modern storm sands from the Helegoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana Marit.*, 14: 183-215.
- Akhtar, K. y Srivastava, V.K. (1976): Ganurgarh shale of southeastern Rajasthan, India: a Precambrian regressive sequence of lagoon-tidal flat origin. *Sedimentary Geology*, 46: 14-21.
- Alastuey, A., Bastida, J., Fernández Turiel, J.L., Querol, X. y Signes, M. (1991): Arcillas calcinadas de la base de la Fm. Escucha en el área de Foz-Calanda. (NE de la Provincia de Teruel). En: *III Coloquio del Cretácico de España*, Resúmenes, 8.
- Alastuey, A., Bastida, J., Fernández Turiel, J.L., Querol, X. y Signes, M. (1993): Mineralogía de las arcillas calcinadas de la base de la Fm. Escucha en el área de Foz-Calanda. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17: 171-184.
- Al-Farraj, A. (2005): An Evolutionary Model for Sabkha Development on north coast of the UAE. *Journal of Arid Environments*, 63: 740-755.
- Al-Farraj, A. y Harvey, A.M. (2000): Desert pavement characteristics on wadi terrace and alluvial fan surfaces: Wadi Al-Bih, U.A.E. and Oman. *Geomorphology*, 35: 279-297.
- Al-Farraj, A. y Harvey, A.M. (2004): Late Quaternary interactions between aeolian and processes: a case study in the northern UAE. *Journal of Arid Environments*, 56: 235-248.
- Allen, J.R.L. (1963): The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2: 93-114.
- Almela, A. (1956): El Maestrazgo y la Cordillera Litoral Catalana. En: *El Cretácico en España*, Mem. I.G.M.E., 57: 129-160.
- Aranda, M. y Simón, J.L. (1993): Aspectos de la tectónica cretácica y terciaria en la cuenca de Utrillas (Teruel) a partir de los datos de minería de interior. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 123-130.
- Ardevol, LL. (1983): Estudio estratigráfico y sedimentológico de las formaciones Escucha y Utrillas. Cretácico Inferior. Maestrazgo y mitad meridional de las Catánides. Tarragona, 9-5. Vinarós, 8-6, Tortosa, 8-5. IGME, Ed. Estudio Geológico del Maestrazgo y de la Unidad Meridional de las Catalánides. Inédito.
- Arp, G.A., Hoffman, V.E. y Löffler, T. (2005):

- Palaeoenvironmental significance of lacustrine stromatolites of the Arnstadt formation («Steinmergelkeuper», Upper Triassic, N-Germany). *Facies*, 51: 419-441.
- Ashley, G.M. y Zeff, M.L. (1988): Tidal channel classification for a low-mesotidal salt marsh. *Marine Geology*, 82: 17-32.
- Barjee, I. y Kidwell, S.M. (1991): Significance of molluscan shell beds in sequence stratigraphy: an example from the Lower Cretaceous Mannville Group of Canada. *Sedimentology*, 38: 913-914.
- Bastida, J., López Buendía, M., Serrano, J., De la Torre, J. y Signes, M. (1993): Mineralogía aplicada de arcillas constitutivas de estériles en minas de carbón de la zona minera de Teruel. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17: 153-170.
- Bastida, J., De la Torre, J., Esteve, V., García Tomás, F., Lorés, M.T. y Serrano, F.J. (1995): Mineralogía aplicada de fracciones de lutitas de la zona minera de Teruel. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 110: 2-18.
- Benvenuti, M. y Martini, I.P. (2002): Analysis of terrestrial hyperconcentrated flows and their deposits. En: *Flood and megaflood processes and deposits: recent and ancient examples* (I.P. Martini, V.R. Baker and G. Garzón Eds.) *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Pub.*, 32: 167-193.
- Bernard, G., Martín-Closas, C., Barale, G. y Thévenard, F. (2000): A new species of *Nehvizdya* (Ginkgoales) from the Lower Cretaceous of the Iberian Ranges (Spain). *Review of Paleobotany and Palynology*, 111: 49-70.
- Beverage, J.P. y Culbertson, J.K. (1964): Hyperconcentrations of suspended sediment. *American Society of Civil Engineers, Proceedings, Hydraulics Division Journal*. 90: 117-128.
- Biswas, A. (2005): Coarse aeolianites: sand sheets and zibar-interzibar facies from the Mesoproterozoic Cuddapah Basin, India. *Sedimentary Geology*, 174: 149-160.
- Blakey, R.C., Havholm, K.G. y Jones, L.S. (1996): Stratigraphic analysis of eolian interactions with marine and fluvial deposits, middle Jurassic Page Sandstone and Carmel Formation, Colorado Plateau, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 66: 324-342.
- Boulouard, C. y Canerot, J. (1970): Dones nouvelles sur l'Aptien supérieur et l'Albien dans le Bas-Aragón et le Maestrazgo (Espagne). *Bulletin du Centre de Recherches de Pau*, 4: 453-463.
- Bristow, C.S., Duller, G.A.T. y Lancaster, N. (2007): Age and dynamics of linear dunes in the Namib Desert. *Geology*, 35: 555-558.
- Brody, E.M. y Catuneanu, O. (2001): Sedimentology of the upper Karoo fluvial strata in the Tuli Basin, South Africa. *African Earth Sciences*, 33: 605-629.
- Brookfield, M.E. (2008): Palaeoenvironments and palaeotectonics of the arid to hyperarid intracontinental latest Permian- late Triassic Solway basin (U.K.) *Sedimentary Geology*, 210: 27-47.
- Browridge, S. y Moslow, T.F. (1991): Tidal estuary and marine facies of the Glauconic Member, Drayton Valley, Central Alberta. En: *Clastic tidal sedimentology* (D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A., Zaitlin, R.A. y Rahmani, Ed.) *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 16: 107-122.
- Buatois, L. A., Mangano, M. G., Alissa, A. y Carr, T. R. (2002): Sequence stratigraphic and sedimentologic significance of biogenic structures from a late Paleozoic marginal- to open-marine reservoir, Morrow Sandstone, subsurface of southwest Kansas, USA. *Sedimentary Geology*, 152: 99-132.
- Bullard, J.E. y Livingstone, I. (2002): Interactions between aeolian and fluvial systems in dryland environments. *Area*, 34: 8-16.
- Bustillo, M.A., Delgado, A., Rey, J. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1998): Meteoric water participation in the genesis of Jurassic cherts in the Subbetic of southern Spain – a significant indicator of penecontemporaneous emergence. *Sedimentary Geology*, 119: 85-102.
- Cabanés, R. y Solé de Porta, N. (1986): Nuevas aportaciones sobre la edad de la Formación Arcillas y Lignitos de Traiguera. Cordillera Ibérica Oriental. Maestrazgo. En: *Abstracts XI Congreso Español de Sedimentología*. Barcelona. 36 p.
- Canerot, J. (1969): La cuestión de L'Utrillas dans le domaine ibérique (Espagne). *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, 1. 11 p.
- Canerot, J. (1970): Stratigraphie et paléogéographie du Crétacé Inférieur de la région d'Oliete (Prov. Teruel, Espagne). *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, 4: 119-120.
- Canerot, J. (1974): *Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibériques et Catalane (Espagne)*. Trabajo de Tesis, 4. 517 p.
- Canerot, J. y Collignon, M. (1981): La faune Albienne de Traiguera (Province de Castellón, Espagne. *Docum. Lab. Geol. Lyon*, 6: 227-249.
- Canerot, J., Pardo, G., Salas, R. y Villena, J. (1982): Ibérica Central-Maestrazgo. En: *El Cretácico de España*. Ed. Complutense, Madrid. 273-344.
- Canudo, J.I., Ruiz-Omeñaca, J.I. y Sender, L.M. (2004): Primera evidencia de un dinosaurio saurópodo en la Formación Escucha (Utrillas, Teruel), Albiense medio (Cretácico inferior). *Geo-Temas*, 6: 27-30.
- Cervera, A., Pardo, G. y Villena, J. (1976): Algunas precisiones litoestratigráficas sobre la formación «Lignitos de Escucha». *Tecniterrae*, 14: 25-33.
- Chakraborty, T. (1991): Sedimentology of a Proterozoic erg: the Venkatpur Sandstone, Pranhita-Godavari Valley, South India. *Sedimentology*, 38: 301-322.
- Chakraborty, T. y Chakraborty, Ch. (2001): Eolian-aqueous interactions in the development of a Proterozoic sand sheet: Shikao Formation, Hosangabad, India. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 107-117.
- Chan, M.A. (1989): Erg margin of the Permian White Rim Sandstone, SE Utah. *Sedimentology*, 36: 235-251.
- Chan, M.A. y Kocurek, G. (1988): Complexities in eolian and marine interactions: Processes and eustatic controls on erg development. *Sedimentary Geology*, 56: 283-300.
- Chan, M.A., Hunter, R.E., Loope, D.B. y Langford, R.P. (1992): Reflections on eolian and erg-margin systems. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 917-920.
- Cheel, R.J. y Leckie, D.A. (1993): Hummocky cross-stratification. En: *Sedimentology Review 1* (V.P. Wright, Ed.). 1, 103-122.
- Choi, K.S. y Dalrymple, R.W. (2004): Recurring tide-dominated sedimentation in Kyonggi Bay (west coast of Korea): similarity of tidal deposits in late Pleistocene and Holocene sequences. *Marine Geology*, 212: 81-96.
- Chumacov, N.M., Zharkov, M.A., Herman, A.B., Doludenko, M.P., Kalandadze, N.N., Lebedev, E.L., Ponomarenko, A.G. y Rautian, A.S. (1995): Climatic belts of the mid-Cretaceous time. *Stratigraphic and Geological Correlation*, 3: 241-260.
- Clemmensen, L.B. (1989): Preservation of interdraa and plinth deposits by the lateral migration of large linear draas (Lower Permian Yellow Sands, Northeast England). *Sedimentary Geology*, 65 (1-2): 139-151.



- Clemmensen, L.C. y Abrahamsen, K. (1983): Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran basin (Permian), Scotland. *Sedimentology*, 30: 311-339.
- Clemmensen, L.C. y Tirsgaard, H. (1990): Sand-drift surfaces: A neglected type of bounding surface. *Geology*, 18: 1142-1145.
- Collinson, J.D. (2004): Alluvial sediments. En: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (H.G. Reading, Ed.), 3th ed., Blackwell Science, 37-82.
- Cooke, R., Warren, A. y Goudie, A. (1993): *Desert Geomorphology*. University College London, London. 526 p.
- Coquand, H. (1864): Sur le Crétacé de l'Aragón. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2: 478-482.
- Coquand, H. (1865): *Monographie paleontologique de l'étage Aptien de l'Espagne*. Mémoires de la Société d'Emulation de Provence, T. III. Marseille.
- Cortazar, D. de (1885): Bosquejo físico geológico y minero de la Provincia de Teruel. *Bol. Com. Mapa Geológico de España*, XII: 263-607.
- Costa, J.E. (1988): Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows and debris flows. En: *Flood geomorphology* (V.R. Baker, R.C. Kochel and P.C. Patton Eds.) John Wiley & Sons, New York, 113-122.
- Cronin, S.J., Neall, V.E., Lecointre, J.A. y Palmer, A.S. (1997): Changes in Whangaeahu river lahar characteristics during the 1995 eruption sequence, Ruapehu volcano, New Zealand. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 76, 47-61.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A. (2003): Las eolianitas de la Sierra de Famatina (Argentina): interacción paleoclima-tectónica en el antepaís fragmentado andino central durante el Mioceno Medio. *Revista Geológica de Chile*, 30: 187-204.
- De Gea, G.A. (2004): *Bioestratigrafía y eventos del Cretácico Inferior en las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral. Univ. de Jaén, 658 p.
- De Gea, G.A., Rodríguez-López, J.P., Meléndez N. y Soria, A.R. (2008): Bioestratigrafía de la Fm. Escucha a partir del estudio de foraminíferos planctónicos y nanofósiles en el sector de Alcaíne, Teruel. *Geogaceta*, 44: 115-118.
- De Mowbray, T. (1983): The genesis of lateral accretion deposits in recent intertidal mudflat channels, Solway Firth, Scotland. *Sedimentology*, 30: 425-435.
- De Raaf, J.F.M. y J.R. Boersma (1971): Tidal deposits and their sedimentary structures: *Geologie en Mijnbouw*, 50: 479-504.
- De Raaf, J.F.M., Boersma, J.R. y Van Gelder, A. (1977): Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession. Lower Carboniferous, Country Cork, Ireland. *Sedimentology*, 4: 1-52.
- Dereims, A. (1898): *Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragón*. Ann. Hébert, 2, VII. Lille.
- Diéguez, C., Rodríguez-López, J.P. y Meléndez, N. (2007): Marchantiopsid colonization mats from the Upper Apitan-Lower Albian of the Escucha Formation (Oliete Sub-Basin, Iberian Ranges, eastern Spain). *Comptes Rendus Palevol*, 6: 413-422.
- Diez, J.B., Sender, L.M., Villanueva-Amadoz, U., Ferrer, J. y Rubio, C. (2005): New data regarding *Weichselia reticulata*: Soral clusters and the spore developmental process. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 135, 99-107.
- Dott, R.H. y Bourgeois, J. (1982): Hummocky stratification: significance of its variable sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93: 663-680.
- Dott Jr., R.H., Byers, C. W. Fielder, G. W., Stenzel, S. R. y Winfree K. E. (1986): Aeolian to marine transition in Cambro—Ordovician cratonic sheet sandstones of the northern Mississippi valley, U.S.A. *Sedimentology*, 33: 345-367.
- Driese, SG, y Dott, RH, Jr., 1984, Model for sandstone-carbonate «cyclothems» based on uppermember of Morgan Formation (Middle Pennsylvanian) of northern Utah and Colorado: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 68, p. 574-597
- Duke, W.L., Arnott, R.W.C. y Cheel, R.J. (1991): Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, 19: 625-628.
- Elliot, T. (1974): Intertributary bay sequence and their genesis. *Sedimentology*, 21: 611-622.
- Eren, M., Tasli, K. y Tol, N. (2002): Sedimentology of liassic carbonates (Pirencik Tepe measured section) in the Aydıncik (İçel) area, southern Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20: 791-801.
- Eschner T. B. y Kocurek G. 1986. Marine destruction of eolian sand seas: origin of mass flows. *Journal of Sedimentary Petrology* 56, 401-411
- Esteras Martín, M. (1975): *Excursión en la cuenca de lignitos de Utrillas-Escucha*. IX Curso de Geología Práctica de Teruel.
- Fallot, P. y Bataller, J.R. (1927): Sur l'allure d'ensemble et sur l'âge des plissements dans les montagnes du bas Aragón et du Maestrazgo. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 182: 398-400.
- Fenton, M.W. y Wilson, C.J.L. (1985): Shallow-water turbidites: an example from the Mallacoota Beds, Australia. *Sedimentary Geology*, 45: 231-260.
- Fernández Morales, I., López Garzón, J., López Peinado, A. y Rivera Utrilla, J. (1985): Estudio de las características químicas y superficiales de tres lignitos de la cuenca carbonífera de Teruel. *Boletín Geológico y Minero.*, 96: 152-157.
- Fernández Nieto, C., Cervera, A., González López, J.M. y Pardo, G. (1982): Presencia de sulfatos aluminicos hidratados en la Fm. Escucha. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 5: 65-74.
- Fielding, CH.R., Bann, K.L., Maceachern, J.A., Tye, S.C. y Jones, B.G. (2006): Cyclicity in the nearshore marine to coastal, Lower Permian, Pebbley Beach Formation, southern Sydney Basin, Australia: a record of relative sea-level fluctuations at the close of the Late Palaeozoic Gondwanan ice age. *Sedimentology*, 53: 435-463.
- Flügel, E. (2004): *Microfacies of carbonate rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 975 p.
- Fontboté, J.M. y Riba, O. (1956): Estudio Geológico de los alrededores de Mota del Cuervo. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 44: 3-39.
- Frakes, L. A. y Francis, J. E. (1988): A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous. *Nature*, 333: 547-549.
- Friis, H., Mikkelsen, J. y Sandersen, P. (1998): Depositional environment of the Vejle Fjord Formation of the Upper Oligocene-Lower Miocene of Denmark: a barrier island/barrier protected depositional complex. *Sedimentary Geology*, 117: 221-244.
- Fryberger, S.G., Al-Sari, A. M. y Clisham, T.J. (1983): Eolian dune, interdune, sand sheet, and siliciclastic sabkha sediments of an offshore prograding sand sea, Dhahran Area, Saudi Arabia. *American Association of Petroleum*

- Geologists Bulletin*, 67: 280-312.
- Fryberger, S.G., Krystinik, L.F. y Schenk, C.J. (1990): Tidally flooded back-barrier dunefield, Guerrero Negro area, Baja California, Mexico. *Sedimentology*, 37: 23-43.
- García Hernández, M., Martín, L., Pignatelli, R. y Vera, J.A. (1981): Interpretación genética de los niveles calizos con estructuras de «cone-in-cone» de la Formación Escucha (Cretácico Inferior) de la región Utrillas-Estercuel-Andorra (Cordillera Ibérica). *Estudios geológicos*, 37: 59-68.
- Garrido-Megías, A. y Villena, J. (1976): Evolución vertical y paleogeográfica del Trias Germánico de España (Cadenas Ibérica y Catalana). Coloquio del Triásico y Pérmico de España. Tarragona y Sigüenza, 4-11 Octubre.
- Gascon, A. (1903): Algunas observaciones sobre la cuenca de Utrillas. *Revista Minera*, 54: 492.
- Gil, J., Carenas, B., Segura, M., García-Hidalgo, J.F y García, A. (2004): Revisión y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en la región central y oriental de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17: 249-266.
- Glennie, K.W. (1970): Desert sedimentary environments. *Developments in Sedimentology*, 14: 222 p.
- Glennie, K.W. (2001): Evolution of The Emirate's Land Surface: an introduction. En: United Arab Emirates, a new perspective (Ibrahim al Abed y Peter Hellyer Eds.). Trident Press, Brookcraft, UK. 9-27.
- Glennie, K.W. y Buller, A.T. (1983): The Permian Weissliedgen of NW Europe: the partial deformation of aeolian dune sands caused by the Zechstein transgression. *Sedimentary Geology*, 35: 43-81.
- Gomez, B., Coiffard, C., Sender, L.M., Martín-Closas, C., Villanueva-Amadoz, U. y Ferrer, J. (2009): *Klitzschophyllites*, Aquatic Basal Eudicots (Ranunculales?) from the Upper Albian (Lower Cretaceous) of Northeastern Spain. *International Journal of Plant Sciences*, 170: 1075-1085.
- Gómez de Llarena, J. (1960): Vocabulario estratigráfico. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 57: 299-31.
- Gradziński, R. y Jerzykiewicz, T. (1974): Dinosaur- and mammal-bearing aeolian and associated deposits of the Upper Cretaceous in the Gobi Desert (Mongolia). *Sedimentary Geology*, 12: 249-278.
- Gréselle, B. y Pittet, B. (2005): Fringing carbonate platforms at the Arabian Plate margin in northern Oman during the Late Aptian-Middle Albian: Evidence for high-amplitude sea-level changes. *Sedimentary Geology*, 175: 367-390.
- Hahne, C. (1930): La cadena Celtibérica al E. de la línea Cuenca-Teruel-Alfambra». *Publicaciones Alemanas sobre la Geología de España*, 2: 7-70.
- Havholm, K.G., Blakey, R.C., Capps, M., Jones, L.S., King, D.D. y Kocurek, G. (1993): Aeolian genetic stratigraphy: an example from the Middle Jurassic Page Sandstone, Colorado Plateau. En: *Aeolian Sediments. Ancient and Modern* (Eds K. Pye y N. Lancaster). International Association of Sedimentologists, Special Publication, 16: 87-108.
- Haworth, M., Hesselbo, S.P., McElwain, J.C., Robinson, S.A. y Brunt, J.W. (2005): Mid-Cretaceous pCO₂ based on stomata of the extinct conifer *Pseudofrenelopsis* (Cheirolepidiaceae). *Geology*, 33: 749-752.
- Hedberg, H.D. (1980): *Guía Estartigráfica Internacional*. Reverté, Barcelona, p. 181.
- Heron, S.D., Moslow, T.F., Berelson, W.M., Herbert, J.R., Steele, G.A. y Susman, K.R. (1984): Holocene sedimentation of a wave-dominated barrier-island shoreline: Cape Lookout, North Carolina. *Marine Geology*, 60: 413-434.
- Herrle, J.O. y Mutterlose, J. (2003): Calcareous nannofossils from the Aptian-Lower Albian of southeast France: palaeoecological and biostratigraphic implications. *Cretaceous Research*, 24: 1-22.
- Herrle, J.O., Pross, J., Friedrich, O., Köbber, P. y Hemleben, Ch. (2003): Forcing mechanisms for mid-Cretaceous black shale formation: evidence from the Upper Aptian and Lower Albian of the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190: 399-426.
- Hevia, V. (1954): Sobre la estructura microscópica de los lignitos de Mallorca y de Utrillas». *Boletín Informativo del Instituto Nacional del Carbón, Oviedo*, 13: 1-19.
- Hofmann, A., Tourani, A. y Gaupp, R. (2000): Cyclicity of Triassic to Lower Jurassic continental red beds of the Argana Valley, Morocco: implications for palaeoclimate and basin evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161: 229-266.
- Horne, J.C., Ferm, J.C., Caruccio, F.T. y Baganz, B.P. (1978): Depositional models in coal exploration and mine planning in Appalachian Region. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62: 2379-2411.
- Hovikoski, J., Räsänen, M., Gingras, M., Roddaz, M., Brusset, S., Hermoza, W. y Pittman, L.R. (2005): Miocene semidiurnal tidal rhythmites in Madre de Dios, Peru. *Geology*, 33: 177-180.
- Howard, J.D. y Frey, R.W. (1985): Physical and biogenic aspects of backbarrier sedimentary sequences, Georgia Coast, U.S.A. *Marine Geology*, 63: 77-127.
- Hoyt, J.H. y Henry Jr., V.J. (1967): Influence of island migration on barrier-island sedimentation. *Geological Society of America Bulletin*, 78: 77-86.
- Hubert, J.F. y Hyde, M.G. (1982): Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St Mary's Bay, Nova Scotia. *Sedimentology*, 29: 457-474.
- Hubert, J.F. y Mertz, K.A. (1984): Eolian sandstones in the upper Triassic-Lower Jurassic red beds of the Fundy Basin, Nova Scotia. *J. Sed. Res.*, 54, 798-810.
- Huntoon, J.E. y Chan, M.A. (1987): Marine origin of paleotopographic relief on eolian White Rim Sandstone (Permian), Elaterite Basin, Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 40: 562-599.
- Husinec, A. y Read, J.F. (2007): The Late Jurassic Tithonian a greenhouse phase in the Middle Jurassic-Early Cretaceous «cool» mode: evidence from the cyclic Adriatic Platform, Croatia. *Sedimentology*, 54: 317-337.
- Ito, M., Ishigaki, A., Nishikawa, T. y Saito, T. (2001): Temporal variation in the wavelength of hummocky cross-stratification: Implications for storm intensity through Mesozoic and Cenozoic. *Geology*, 29: 87-89.
- Jackson, C.A.L., Gawthorpe, R.L., Carr, I.D. y Sharp, I.R. (2005): Normal faulting as a control on the stratigraphic development of shallow marine syn-rift sequences: the Nukhul and Loower Rudeis Formations, Hammam Faraun fault block, Suez Rift, Egypt. *Sedimentology*, 52: 313-338.
- Johnson, K.G. y Friedman, G.M. (1969): The Tully clastic correlatives (Upper Devonian) of New York State: a model for recognition of alluvial, dune, tidal, nearshore (bar and lagoon), and offshore sedimentary environments in a tectonic delta complex. *Journal of Sedimentary Petrology*,

- 39: 451-485.
- Jones, L.S. y Blakey, R.C. (1993): Erosional remnants and adjacent unconformities along an eolian-marine boundary of the Page Sandstone and Carmel Formation, middle Jurassic, south-central Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 852-859.
- Juan, R., Ruiz, C. y Pérez Surrio, M.J. (1989): *Estudio de la materia mineral de carbones aragoneses*. 9 Conf. Plan. A. Alt. Energ. FONM. Zaragoza, 6 p.
- Juan, R., Ruiz, C., Querol, X., Fernández, J.L. y López, A. (1991): Caracterización y clasificación de los carbones Cretácicos de Teruel. En: *III Coloquio del Cretácico de España*, Resúmenes, 37 p.
- Juan, R., Ruiz, C., Querol, X., Fernández, J.L. y López, A. (1993): Caracterización de los carbones cretácicos de Teruel. Relaciones entre sus características y el entorno geológico. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17: 109-136.
- Karcz, I. (1969): Mud pebbles in a flash floods environment. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 333-337.
- Kerr, D.R. y Dott, R.H. (1988): Eolian dune types preserved in Tensleep Sandstone (Pennsylvanian-Permian), north-central Wyoming. *Sedimentary Geology*, 56: 383-402.
- Kocurek, G. (1981): Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, 28: 753-780.
- Kocurek, G. (1991): Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 19: 43-75.
- Kocurek, G. (1996): Desert aeolian systems. En: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (H.G. Reading, Ed.). 3rd Ed., Blackwell Science, Oxford, 125-153.
- Kondo, Y., Abbott, S.T., Kitamura, A., Kamp, P.J.J., Naish, T.R., Kamataki, T. y Saul, G.S. (1998): The relationship between shellbeds type and sequence architecture: examples from Japan and New Zealand. *Sedimentary Geology*, 122: 109-127.
- Larsen, V. y Steel, R.J. (1978): The sedimentary history of a debris-flow dominated, Devonian alluvial fan – a study of textural inversion. *Sedimentology*, 25: 37-59.
- Latta, D.K., Anastasio, D.J., Hinnov, L.A., Elrick, M., y Kodama K.P. (2006): Magnetic record of Milankovich rhythms in lithologically noncyclic marine carbonates. *Geology*, 34: 29-32.
- LeTourneau, P.M. y Huber, P. (2006): Early Jurassic eolian dune field, Pomperaug basin, Connecticut and related synrift deposits: Stratigraphic framework and paleoclimatic context. *Sedimentary Geology*, 187: 63-81.
- Liesa, C.L., Casas, A.M., Soria, A.R., Simón, J.L. y Meléndez, A. (2004): Estructura extensional cretácica e inversión terciaria en la región de Aliaga-Montalbán (Cordillera Ibérica). *Geo-Guías*, 1: 151-180.
- Loope, D.B. (1984): Eolian origin of upper Paleozoic sandstones, southeastern Utah. *Journal of Sedimentary Research*, 54: 563-580.
- Mader, D. (1981): Genesis of the Buntsandstein (Lower Triassic) in the western eifel (Germany). *Sedimentary Geology*, 29: 1-30.
- Martín, L., Leyva, F. y Arteaga, R. (1986): *Síntesis geológico-minera de las cuencas lignitíferas de Oliete-Ariño, Utrillas-Aliaga y Castellote*. IGME, Madrid, 231 p.
- Martínez, R., Grauges, A. y Salas, R. (1991): Ammonites del Aptiense-Albiense de las Cordilleras Costero Catalana e Ibérica Oriental y su significado bioestratigráfico. En: *III Coloquio del Cretácico de España*, Resúmenes, 45 p.
- Marzo, M. (1986): Secuencias fluvio-eólicas en el Buntsandstein del Macizo del Garraf (Provincia de Barcelona). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10: 207-233.
- Maxwell, T.A. y Haynes, C. V. (1989): Large-scale, low-amplitude bedforms (chevrons) in the Selima Sand Sheet, Egypt. *Science*, 243: 1179-1182.
- Maxwell, T.A. y Haynes, C.V. (2001): Sand sheet dynamics and Quaternary landscape evolution of the Selima Sand Sheet, southern Egypt. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1623-1647.
- May, G., Hartley, A.J., Stuart, F.M. y Chong, G. (1999): Tectonic signatures in arid continental basins: an example from the Upper Miocene-Pleistocene, Calama Basin, Andean forearc, northern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 55-77.
- Maynard, J.R. y Gibson, J.P. (2001): Potential for subtle traps in the Permian Rotliegend of the UK Southern Sea. *Petroleum Geoscience*, 7: 301 - 314.
- Meléndez, N. (1978): *El Cretácico inferior de la zona de Picofrentes-Las Fraguas (Provincia de Soria)*. Tesina. Universidad Complutense de Madrid, 180 p. Inédito.
- Menéndez Amor, J. y Esteras, M. (1964): Observaciones palinológicas sobre la microflora de la cuenca lignitífera de Utrillas (Teruel). *Estudios Geológicos*, 20: 171-174.
- Mensink, J., Mertmann, D. y Wilde, S. (1990): Cyclic lagoonal sedimentation of the Oxfordian/Kimmeridgian within the Sierra del Madero, Northwestern Iberian Range, Soria Province. *Cuad. Geol. Ibérica*, 14: 215-224.
- Mohr, B.A.R. y Rydin, C. (2002): Trifurcatia flabellata n. gen. n. sp., a putative monocotyledon angiosperm from the Lower Cretaceous Crato Formation (Brazil). *Mitteilungen des Museums für Naturkunde zu Berlin. Geowissenschaftliche Reihe*, 5: 335-344.
- Mohr, B.A.R., Bernardes-de-Oliveira, Barale, G. y Ouaja, M. (2006): Palaeogeographic distribution and ecology of Klitzschophyllites, an early Cretaceous angiosperm in southern Laurasia and northern Gondwana. *Cretaceous Research*, 27, 464-472.
- Molina-Cruz, A., Pérez-Cruz, L. y Monreal-Gómez, M.A. (2002): Laminated sediments in the Bay of La Paz, Gulf of California: a depositional cycle regulated by pluvial flux. *Sedimentology*, 49: 1401-1410.
- Moslow, T. y Tye, R.S. (1985): Recognition and characterization of Holocene tidal inlet sequences. *Marine Geology*, 63: 129-151.
- Mountney, N.P. (2006a): Eolian facies models. En: *Facies models revisited* (R.G. Walker y H. Posamentier, Eds.) SEPM Mem., 84: 19-83.
- Mountney, N.P. (2006b): Periodic accumulation and destruction of aeolian erg sequences in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, USA. *Sedimentology*, 53: 789-823.
- Mountney, N.P. y Jagger, A. (2004): Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology*, 51: 713-743
- Mountney, N.P. y Thompson, D.B. (2002): Stratigraphic evolution and preservation of aeolian dune and damp/wet interdune strata: an example from the Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. *Sedimentology*, 49: 805-833.
- Muñoz-Barragán, P., Díaz, J.B. y Ferrer, J. (1996): Nuevos datos paleobotánicos y paleoecológicos sobre la Fm. Escucha en la Cuenca de Castellote (Teruel). *Revista de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Za-*

- ragoza, 51: 141-150.
- Navarro, A.; Villalón, D. y Trigueros, E. (1959): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 541 (Sta. Eulalia)*. IGME, Madrid.
- Nemec, W. y Steel, R.J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: *Sedimentology of gravels and conglomerates* (E.H. Koster y R.J. Steel Eds.) *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol. Calgary*, 10: 1-31.
- Newell, A.J. (2001): Bounding surfaces in a mixed aeolian-fluvial system (Rotliegend, Wessex Basin, SW UK). *Marine and Petroleum Geology*, 18: 339-347.
- Nieto, L.M. y Rey, J. (2004): Magnitude of lateral displacement on the Crevillente Fault Zone (Betic Cordillera, SE Spain): stratigraphical and sedimentological considerations. *Geological Journal*, 39: 95-110.
- Nio, S.D. y Yang, C.S. (1991): Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. En: *Clastic tidal sedimentology* (D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin y R.A. Rahmani, Eds.). *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* 16: 3-28.
- Noe-Nygaard, N. y Surlyk, F. (1988): Washover fan and brackish bay sedimentation in the Berriasian-Valanginian of Bornholm, Denmark. *Sedimentology*, 35: 197-217.
- Oertel, G.F. (1984): The barrier island system. *Marine Geology*, 63: 1-18.
- Paik, I.S. y Kim, H.J. (2003): Palustrine calcretes of the Cretaceous Gyeongsang Supergroup, Korea: variation and paleoenvironmental implications. *The Island Arc*, 12: 110-124.
- Paik, I.S. y Kim, H.J. (2006): Playa-lake and sheetflood deposits of the Upper Cretaceous Jindong formation, Korea: Occurrences and palaeoenvironments. *Sedimentary Geology*, 187: 83-103.
- Palma, R.M., López-Gómez, J. y Piethé, R.D. (2007): Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina: Facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 195: 113-134.
- Pardo, G. (1974): Nota previa sobre las características litoestratigráficas de las formaciones «Arenas de Utrillas» y «Lignitos de Escucha». *Acta Geológica Hispánica*, 27: 497-512.
- Pardo, G. (1979): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones detríticas del Cretácico inferior terminal del Bajo Aragón Turolense*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 473 p.
- Pardo, G. y Villena, J. (1977): Estudio sedimentológico de las Arenas de Utrillas, en las Cuencas de Utrillas y Esteruel. En: *Comunicaciones del VIII Congreso Nacional de Sedimentología*.
- Pardo, G. y Villena, J. (1979): Características sedimentológicas y paleogeográficas de la Fm. Escucha. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 5: 407-418.
- Pardo, G. y Villena, J. (1981): Geología de la Región de montalbán-Utrillas. En: *XV Curso de Geología Práctica de Teruel*, 161-194.
- Pardo, G., Ardevol, L. y Villena, J. (1991): *Mapa Geológico de España E 1:200.000, hoja nº40 (Daroca)*. ITGE, Madrid.
- Parras, A. y Casadío, S. (2005): Taphonomy and sequence stratigraphy significance of oyster-dominated concentrations from the San Julián Formation, Oligocene of Patagonia, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 217: 47-66.
- Parris, J.T. y Falcon-Lang, H.J. (2007): Coniferous trees associated with interdune deposits in the Jurassic Navajo Sandstone Formation, USA. *Paleontology*, 50: 829-843.
- Peyrot, D., Rodríguez-López, J.P., Barrón, E. y Meléndez, N. (2007a): Palynology and biostratigraphy of the Escucha Formation in the Early Cretaceous Oliete Sub-basin, Teruel, Spain. *Revista Española de Micropaleontología*, 39: 135-154.
- Peyrot, D., Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., Lassaletta, L. y Barrón, E. (2007b): Contributions to the palaeoenvironmental knowledge of the Escucha Formation in the Lower Cretaceous Oliete sub-basin, Teruel, Spain. *Comptes Rendus Palevol*, 6: 469-481.
- Pirrie, D., Marshall, J. D., Doyle, P. y Riccardi, A.C. (2004): Cool early Albian climates; new data from Argentina. *Cretaceous Research*, 25: 27-33.
- Plana, F., Queralt, I., Querol, X., Fernández-Turiel, J.L. y Sanfelú, T. (1991): Distribución de arcillas en el sistema deltaico del Albiense medio del NE de la Península Ibérica. En: *III Coloquio del Cretácico de España*, 52 p.
- Porter, M.L. (1986): Sedimentary record of erg migration. *Geology*, 14: 497-500.
- Poulsen, Ch. J., Seidov, D., Barron, E.J. y Peterson, W.H. (1998): The impact of paleogeographic evolution on the surface oceanic circulation and the marine environment within the mid-Cretaceous Tethys. *Paleoceanography*, 13: 546-559.
- Queralt, I., Plana, F. y Querol, X. (1993): Las arcillas de la Fm. Escucha (Albiense medio, Sistema Ibérico). Distribución de Filossilicatos, relación con el medio deposicional y usos potenciales. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 16: 21-31.
- Querol, X. (1988): *Estudio geológico de la Formación lignitos de Escucha en la Cuenca del Maestrazgo, Cordillera Ibérica Oriental*. Tesis de Licenciatura. Dto. de G.P.P.G. Univ. de Barcelona, 261 p.
- Querol, X. (1990): *Distribución de la materia mineral y azufre en los carbones de la Fm. Escucha. Relación con los factores geológicos, sedimentológicos y diagenéticos*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 509 p.
- Querol, X. y Salas, R. (1988): El sistema deposicional deltaico del Albiense medio en la Cuenca del Maestrazgo. Cordillera Ibérica Oriental, España. En: *II Congreso Geológico de España, Granada. Sección de Estratigrafía-Sedimentología*. 173-176.
- Querol, X. y Salas, R. (1991): El sistema deltaico Albiense medio de las Cuencas del NE de Iberia. En: *III Coloquio del Cretácico de España*, Morella, 57.
- Querol, X. y Solé de Porta, N. (1989): Precisiones cronoestratigráficas sobre la Fm. Escucha en el sector noroeste de la Cuenca del Maestrazgo, Cordillera Ibérica oriental. *Acta Geológica Hispánica*, 24: 73-82.
- Querol, X., Chinchón, J.S. y López Soler, A. (1988): Fases de precipitación de sulfuros en los carbones Albienses de la Cuenca del Maestrazgo. Cordillera Ibérica Oriental. En: *II Congreso Geológico de España*. 309-312.
- Querol, X., Chinchón, J.S. y López Soler, A. (1989a): Iron sulfide precipitation sequence in Albian coals from the Maestrazgo Basin, southeastern Iberian Range, northeastern Spain. *International Journal of Coal Geology*, 11: 171-189.
- Querol, X., Chinchón, J.S. y López Soler, A. (1989b): Distribución del azufre en los carbones albienses de la Cuenca del Maestrazgo. *Acta Geológica Hispánica*, 24: 21-32.
- Querol, X., Fernández Turiel, J.L., López Soler, A., Juan, R. y

- Ruiz, C. (1991a): Contenido, distribución y origen del azufre en los carbones albienses del distrito minero de Teruel. En: *III Coloquio del Cretácico de España*, 56.
- Querol, X., Fernández-Turiel, J.L., López Soler, A., Hagemann, H.W., Dehmer, J. y Juan, R., Ruiz, C. (1991b): Distribution of sulphur in coals of the Teruel Mining District (NE Spain). *International Journal of Coal Geology*, 18: 327-248.
- Querol, X., Salas, R., Pardo, G. y Ardevol, L. (1992): Albian coal-bearing deposits of the Iberian Range in northeastern Spain. En: *Controls and distribution and quality of Cretaceous Coals* (J.P. Mc. Cabe y J.T. Panish, Eds.). Geological Society of America, Special Paper, 267: 193-208.
- Querol, X., Fernández Turiel, J.L., López Soler, A., Juan, R. y Ruiz, C. (1993): Contenido, distribución y origen del azufre en los carbones albienses del distrito minero de Teruel. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17: 137-152.
- Radies, D., Preusser, F., Matter, A. y Mange, M. (2004): Eustatic and climatic controls on the development of the Wahiba Sand Sea, Sultanate of Oman. *Sedimentology*, 51: 1359-1385.
- Reading, H.G. y Collinson, J.D. (2004): Clastic coasts. En: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (H.G. Reading, Ed.), 3th ed., Blackwell Science, 154-231.
- Reig, J.M. y Calzada, S. (1991): Nuevos datos sobre la fauna Albiense de Traiguera (Castellón). En: *III Coloquio del Cretácico de España*, 60.
- Reineck, H.E. y Wunderlich, F. (1968): Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11: 99-104.
- Reinhardt, L. y Ricken, W. (2000): The stratigraphic and geochemical record of Playa Cycles: monitoring a Pangaeon monsoon-like system (Triassic, Middle Keuper, S. Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161: 205-227.
- Riba, O. (1959): *Estudio geológico de la Sierra de Albarracín*. Monografías Instituto Lucas Mallada, 16. C.S.I.C. 283 p.
- Richter, G. y Teichmüller, R. (1933): Die entwicklung der Keltibeischen Kelten. Abh. Gess. Wiss. Göttingen. Math-Phys Kl. (3), 7. Resumen por Ríos, J.M. En: *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 42: 263-283.
- Ríos, J.M. y Almela, A. (1951): *Estudios sobre el Mesozoico del borde meridional de la cuenca del Ebro*. I.G.M.E. En: Libro Jubilar (1849-1949), 2: 247-380.
- Robles, S. (1982) Catalánides. En: *El Cretácico de España*. Grupo Español de Trabajo. Universidad Complutense de Madrid, 199-268.
- Rodríguez-López, J.P. (2008) *Sedimentología y evolución del sistema desértico arenoso (erg) desarrollado en el margen occidental del Tethys durante el Cretácico Medio, Cordillera Ibérica. Provincias de Teruel y Zaragoza*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 500 p.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N. y Soria, A.R. (2005): Arquitectura estratigráfica de la Fm. Escucha (Albiense) en el flanco sur del Sinclinal de Cueva Foradada. Subcuenca de Oliete (Teruel), Cuenca Ibérica Central. *Geo-temas*, 8: 95-98.
- Rodríguez-López, J. P., de Boer, P. L., Meléndez, N., Soria, A. R. y Pardo, G. (2006a): Windblown desert sands in coeval shallow marine deposits a key for the recognition of coastal ergs; mid-Cretaceous Iberian Basin, Spain. *Terra Nova*, 18: 314-320.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., Soria, A.R. y Liesa, C.L. (2006b): Tectónica extensional sinsedimentaria de la Formación Escucha en el sector meridional de la subcuenca cretácica de Oliete. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19: 99-112.
- Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Meléndez, N. y Soria, A. R. (2007a): Normal fault development in a sedimentary succession with multiple detachment levels: the Lower Cretaceous Oliete sub-basin, Eastern Spain. *Basin Research*, 19: 409-435.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., Soria, A. R., Liesa, C.L. y Van Loon, A.J. (2007b): Lateral variability of ancient seismites related to differences in sedimentary facies (the syn-rift Escucha Formation, mid-Cretaceous, eastern Spain). *Sedimentary Geology*, 201: 461-484.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., de Boer, P.L. y Soria, A.R. (2008a): Aeolian sand-sea development along the mid-Cretaceous western Tethyan margin (Spain); erg sedimentology and paleoclimate implications. *Sedimentology*, 55: 1253-1292.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., Soria, A.R. y de Boer, P.L. (2008b): Una nueva interpretación de las Fms Escucha y Utrillas en su área tipo: sedimentología y evolución de un sistema desértico arenoso (erg) en el margen oriental de Iberia. *Geo-Temas*, 10: 179-182.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., de Boer, P.L. y Soria, A.R. (2009): Sedimentology, stratigraphic architecture and cyclicity of a marine erg-margin system; mid-cretaceous, Spain. 27th *International Association of Sedimentologists Regional Meeting, Alghero, Italia*.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., de Boer, P.L. y Soria, A.R. (2010): The action of wind and water in a mid-Cretaceous subtropical erg-margin system, Spain. *Sedimentology*, doi: 10.1111/j.1365-3091.2010.01147.x: 1-42.
- Rossetti, D.F. (2001): Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Paraná, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 77-89.
- Rossetti, D.F. y Santos, A.E. Jr. (2003): Events of sediment deformation and mass failure in Upper Cretaceous estuarine deposits (Cameté Basin, northern Brazil) as evidence for seismic activity. *Sedimentary Geology*, 161, 107-130.
- Russel., H.A.J. y Arnott, R.W.C. (2003): Hydraulic-jump and hyperconcentrated-flow deposits of a glacial subaqueous fan: oak ridges moraine, southern Ontario, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 73: 887-905.
- Saavedra, J.L. (1966): Micropaleontología del Cretáceo de la zona de Utrillas. *Notas y comunicaciones del Instituto Geológico de España*, 88: 49-94.
- Saefel, H. (1961): Paleogeografía del Albiense en las Cadenas Celtibéricas de España. *Notas y comunicaciones del Instituto Geológico de España*, 62: 163-193.
- Sainz-Amor, E., Cervera, A., Pardo, G. y Querol, X. (1999): Mineralogía de los materiales detríticos de la Fm. Escucha (Albiense inferior) en el distrito minero de Teruel (sector suroriental de la Cordillera Ibérica). *Acta Geológica Hispánica*, 31: 41-54.
- Salas, R. (1984): Las construcciones arrecifales de corales y rudistas del Cretácico inferior de la Cordillera Ibérica Oriental. En: *I Congreso Español de Geología*. Segovia. 227-246.
- Salas, R. (1985): Depositional sequences and cycles of relative changes of sea level during Jurassic and Cretaceous time in the oriental Iberian and Catalan Ranges. En: 6th. *European Regional Meeting of Sedimentology*. IAS, Lleida.

- Salas, R. (1986): El ciclo cretácico inferior al marge oriental d'Ibèria». En: *Historia Natural dels Països Catalans* (P. Santanach coord.) Vol. Geología, 1: 333-349.
- Salas, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i de la Serra d'Espada*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona. 345 p.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Salas, R., y Martín-Closas, C. (1995): El Cretácico inferior del Nordeste de Iberia. Publicaciones de la Universidad de Barcelona. Guía de Campo de las excursiones científicas realizadas durante el III Coloquio del Cretácico de España. Morella. Universidad de Barcelona. 153 pp.
- Sanabria, D.I. (2001) *Sedimentology and sequence stratigraphy of the Lower Jurassic Kayenta Formation, Colorado Plateau, USA*. Tesis Doctoral. Rice University, 245 p.
- Sánchez de la Torre, L. (1963): El borde Mioceno en Arcos de Jalón. *Estudios Geológicos*, IXX: 109-136.
- Scherer, C.M.S. (2000): Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137: 63-84.
- Scherer, C.M.S. (2002): Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology*, 49: 87-116.
- Scherer, C.M.S., Lavina, E.L.C., Dias Filho, D.C., Oliveira, F.M., Bongiolo, D.E. y Aguiar, E.S. (2007): Stratigraphy and facies architecture of the fluvial-aeolian-lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic) Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 194: 169-193.
- Schieber, J. (2007): Mats on sandy substrates – diagenetic features related to mat metabolism and decay. En: *Atlas of microbial mat features preserved within the clastic rock record* (J. Schieber, P.K. Bose, P.G. Eriksson, S. Banerjee, S. Sarkar, W. Altermann y O. Catuneau, Eds.), Elsevier, 72-75.
- Schulze, F., Kuss, J. y Marzouk, A. (2005): Platform configuration, microfacies, and cyclicities of the upper Albian to Turonian of west-central Jordan. *Facies*, 50: 505-527.
- Sender, L.M., Diez, J.B., Ferrer, J.J., Pons, D. y Rubio, C. (2005): Albian paleoflora from the River Martín Valley (Teruel, Spain): new contributions in relation to southern Europe Cretaceous floras. *Cretaceous Research*, 26: 898-905.
- Shanmugam, G., Spalding, T.D. y Rofheart, D.H. (1995): Deep-marine bottom-current reworked sand (Pliocene and Pleistocene), Ewing Bank 826 Field, Gulf of Mexico. En: *Turbidites and Associated Deep-Water Facies*. (Winn, R.D. y Armentrout, J.M., Eds.) *SEPM Core Workshop*, 20: 25-54.
- Shao, L.I., Zang, P., Gayer, R.A., Chen, J. y Dai, S. (2003): Coal in carbonate sequence stratigraphic framework: the Upper Permian Heshan Formation in central Guangxi, southern China. *Journal of the Geological Society of London*, 160: 285-298.
- Shultz, A. (1984): Subaerial debris flow deposition in the upper Paleozoic Cuttler Formation, western Colorado. *J. Sed. Petrol.*, 54: 749-772.
- Silantieva N. y Krassilov V. (2006): Weichselia Stiehler from Lower Cretaceous of Makhtesh Ramon, Israel: new morphological interpretation and taxonomical affinities *Acta Palaeobotanica*, 46: 119-135.
- Simón, J.L., Liesa, C.L. y Soria, A.R. (1998): Un sistema de fallas normales sinsedimentarias en las unidades de facies Urgon de Aliaga (Teruel, Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 24: 291-294.
- Smith, D.G. (1988): Modern point bar deposits analogous to the Athabasca oil sands, Alberta, Canada. En: *Tide influenced sedimentary environments and facies* (P.L. de Boer, A. van Gelder, y Nio, S.D., Eds.). Reidel, Dordrecht, 417-432.
- Smith, G.A. y Lowe, D.R. (1991): Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow – hyperconcentrated flow continuum. En: *Sedimentation in volcanic settings* (R.V. Fisher Ed.) *SEPM, Publicación especial*, 45: 59-70.
- Smith, J. B. Lamanna, M.C. Lacovara, K. J. Dodson, P. Smith,¹ J. R., Poole, J.C Giegengack, R. y Attia, Y. (2001): A Giant Sauropod Dinosaur from an Upper Cretaceous Mangrove Deposit in Egypt. *Science*, 292: 1704-1706.
- Smith, R. y Kitching, J. (1997): Sedimentology and vertebrate taphonomy of the Tritylodon Acme Zone: a reworked palaeosol in the Lower Jurassic Elliot formation, Karoo Supergroup, South Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131: 29-50.
- Smith, R.H. y Mason, T.R. (1998): Sedimentary environments and trace fossils of Tertiary oasis deposits in the Central Namib Desert, Namibia. *Palaios*, 13: 547-559.
- Solé de Porta, N. y García, R. (1988): Conjuntos esporopolínicos en el Albiense del Maestrazgo. Cordillera Ibérica Oriental, España. En: *VI Simposio de Palinología*. Salamanca, 367-376.
- Solé de Porta, N. y Salas, R. (1991): Conjuntos microflorísticos del Cretácico inferior de la Cuenca del Maestrazgo. Cordillera Ibérica Oriental. En: *III Coloquio del Cretácico de España, Resúmenes*, 66.
- Solé de Porta, N. y Salas, R. (1994): Conjuntos microflorísticos del Cretácico inferior de la Cuenca del Maestrazgo. Cordillera Ibérica Oriental (NE de España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 355-368.
- Solé de Porta, N., Inglés, M. y Salas, R. (1991a): Consideraciones paleoclimáticas en el intervalo Aptiense-Albiense. Cuenca del Maestrazgo. Cordillera Ibérica Oriental. En: *III Coloquio del Cretácico de España, Resúmenes*, 64.
- Solé de Porta, N., Querol, X., Cabanes, R. y Salas, R. (1991b): Nuevas aportaciones a la palinología y paleoclimatología de la Fm. Escucha (Albiense medio). Cordillera Ibérica Oriental». En: *III Coloquio del Cretácico de España. Resúmenes*, 65.
- Solé de Porta, N., Querol, X., Cabanes, R. y Salas, R. (1994): Nuevas aportaciones a la palinología y paleoclimatología de la Fm. Escucha (Albiense inferior-medio) en las Cubetas de Utrillas y Oliete. *Journal of Iberian Geology*, 18: 203-217.
- Spalletti, L.A. y Colombo, F. (2005): From alluvial fan to playa: an Upper Jurassic ephemeral fluvial system, Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research*, 8: 363-383.
- Spicer, B., y Skelton, P.W. (2003): The operation of the major geological carbon sinks. In: *The Cretaceous World* (P.W. Skelton, Ed.) Cambridge University Press, Cambridge, 249-271.
- Staub, J.R. y Cohen, A.D (1979): The Snuggedy Swamp of south Carolina: A Back-barrier estuarine coal-forming environment. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 0133-0144.
- Straaten, L.M.J.U van (1959): Minor structures of some recent littoral and neritic sediments. *Geologie en Mijnbouw*, 21: 197-216.
- Strasser, A. (1986): Ooids in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and Frech Jura. *Sedimentology*, 33: 711-727.

- Strömbäck, A., Howell, J.A. y Veiga, G.D. (2005): The transgression of an erg –sedimentation and reworking / soft-sediment deformation of aeolian facies: Cretaceous Troncoso Member, Neuquén Basin, Argentina. En: *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and Basin Dynamics* (G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell y E. Schwarz, Eds.) *The Geological Society of London*, Special Publication, 252: 163-183.
- Svendsen, J., Stollhofen, H., Krapf, C.B.E., y Stanistreet, I.G. (2003): Mass and hyperconcentrated flow deposits record dune damming and catastrophic breakthrough of ephemeral rivers, Skelton Coast Erg, Namibia. *Sedimentary Geology*, 160, 7-31.
- Tanner, L.H. y Hubert, J.F. (1992): Depositional facies, palaeogeography and palaeoclimatology of the Lower Jurassic McCoy Brook Formation, Fundy rift basin, Nova Scotia. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 96: 261-280.
- Tasli, K., Özer, E. y Koç, H. (2006): Benthic foraminiferal assemblages of the Cretaceous platform carbonate succession in the Yavca area (Bolkar Mountains, S Turkey): biostratigraphy and paleoenvironment. *Geobios*, 39: 521-533.
- Teichmüller, M. (1953): Sobre el metamorfismo y las facies de los carbonos del Cretácico inferior de Hernani, Utrillas y Estercuel. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico de España*, 31: 87-97.
- Tewes, D.W. y Loope, D.B. (1992): Palaeo-yardangs: wind-scoured desert landforms at the Permo-Triassic unconformity. *Sedimentology*, 39: 251-261.
- Tricalinos, J. (1928): Untersuchungen ubre den Bau der Celtiberischen Ketten des nordostlichen spaniens. *Teitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, 80: 409-482.
- Tripaldi, A. y Limarino, C.O. (2005): Vallecito Formation (Miocene): The evolution of an eolian system in an Andean foreland basin (northwestern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 343-357.
- Veiga, G.D. y Spalletti, L.A. (2007): The Upper Jurassic (Kimmeridgian) fluvial-aeolian systems of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research*, 11: 286-302.
- Veiga, G.D., Spalletti y L.A., Flint, A. (2002): Aeolian/fluvial interactions and high-resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrío Formation (Lower Cretaceous), central Neuquen Basin, Argentina. *Sedimentology*, 49: 1001-1019.
- Verneuil, E. y Loviere, G. de (1870): Formación cretácea de la provincia de Teruel. *Revista de Mineralogía*, Serie A, T. XXI.
- Verneuil, E. de y Collomb, E. (1852): Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2: 61-147.
- Vilanova, J. (1863): *Ensayo de descripción geognóstica de la Provincia de Teruel*. Junta General de Estadística. Madrid. p. 342.
- Wakelin-King, G. A. y Webb, J. A. (2007): Upper-flow-regime mud floodplains, lower-flow-regime sand channels: sediment transport and deposition in a drylands mud-aggregate river. *Journal of Sedimentary Research*, 77: 702-712.
- Warren, J.K. (2001): *Evaporites. Sediments, resources and hydrocarbons*. Springer, Evaporites, 1035 p.
- Weissert, H. y Lini, A. (1991): Ice age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate? En: *Controversies in Modern Geology* (D.W. Mueller, J.A. McKenzie y H. Weissert, Eds.) Academic Press, London, 173-191.
- Williams, G.E. (1991): Upper Proterozoic tidal rhythmite, South Australia: sedimentary features, deposition, and implications for the earth's paleorotation. En: *Clastic tidal sedimentology* (D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A., Zaitlin, y R.A. Rahmani, Eds.) *Memoir of the Canadian Society of Petroleum Geologists*, 16: 161-178.
- Wortmann, U.G., Hesse, R. y Zacher, W. (1999): Major-element analysis of cyclic black shales: Paleooceanographic implications for the Early Cretaceous deep western Tethys. *Paleoceanography*, 14: 525-541.
- Yilmaz, Ý.Ö. y Altiner, D. (2006): Cyclic paleokarst surfaces in Aptian peritidal carbonate successions (Taurides, southwest Turkey): internal structure and response to mid-Aptian sea-level fall. *Cretaceous Research*, 30: 253-270.
- Zhuang, W.F. y Chappell, J. (1991): Effects of seagrass beds on tidal flat sedimentation, Corner Inlet, southeast Australia. En: *Clastic tidal sedimentology* (D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A., Zaitlin y R.A. Rahmani, Eds.) *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 16: 291-300.

Manuscrito recibido el 6 de junio de 2009

Aceptado el manuscrito revisado el 8 de marzo de 2010

