

Universidad de Zaragoza

Departamento de Ciencias de la Tierra

SEDIMENTOLOGÍA DE LA FACIES BUNTSANDSTEIN EN LA HOZ DE LA VIEJA (TERUEL, CORDILLERA IBÉRICA)

TRABAJO FIN DE GRADO



Autor:

Alejandra Vicente de Vera García

Directores:

Ana Rosa Soria de Miguel

24 de Junio de 2014

ÍNDICE

-Resumen y Abstract	1
-Capítulo I – Introducción	
1.1. Planteamiento y objetivos.....	2
1.2. Situación geográfica y marco geológico.....	2
1.3. Planteamiento y objetivos.....	4
1.3.1. Trabajo previo bibliográfico.....	4
1.3.2. Trabajo de campo.....	4
1.3.3. Trabajo de laboratorio.....	5
1.3.4. Trabajo de gabinete.....	5
-Capítulo II – Estratigrafía	
2.1. Estratigrafía.....	5
-Columna 1.....	6
-Columna 2.....	10
2.2. Correlación estratigráfica.....	12
-Capítulo III – Sedimentología	
3.1. Introducción	14
3.2. Análisis de facies.....	16
-Capítulo IV – Interpretación y discusión	
4.1. Evolución sedimentaria de las Facies Buntsandstein.....	22
4.2.- Correlación con el sector de Peñarroyas.....	23
4.3.- Consideraciones paleoclimáticas.....	24
-Capítulo V – Conclusiones	25
-Capítulo VI – Referencias	26

Resumen

En este trabajo se analiza la estratigrafía y sedimentología de las facies Bunsandstein en un sector de la Cordillera Ibérica Central (alrededores de La Hoz de la Vieja, Teruel), en la parte más septentrional del flanco norte del anticlinal de Montalbán. Se han estudiado en detalle dos afloramientos. El estudio estratigráfico ha permitido definir cinco unidades estratigráficas locales. En estas unidades se reconocen cambios de espesores consecuencia de la actuación de una falla sinsedimentaria normal situada entre ambos perfiles. A partir del análisis sedimentológico se han definido 3 asociaciones de facies, que comprenden ambientes de sedimentación de canales efímeros, *sand sheet* eólicos y dunas eólicas. Los dos primeros son típicos del sector de *back-erg* de un sistema desértico arenoso, y el tercero es propio del sector del *central-erg*. La evolución vertical de las asociaciones de facies permite identificar una evolución retrogradante-progradante del sistema desértico, que evoluciona desde facies de *back-erg* a facies de *central-erg* para progradar posteriormente a facies de *back-erg*. Éstas últimas pasan lateralmente a facies de *central-erg*. Estos resultados aportan nuevos datos sedimentológicos que confirman las condiciones áridas extremas para Iberia durante el Triásico Inferior.

Abstract

In this work the stratigraphy and sedimentology of facies Bunsandstein in the central sector of the Iberian Basin (around La Hoz de la Vieja, Teruel) is analyzed. Two near stratigraphic series have been logged and studied in detail. The stratigraphical study allowed the definition of five sedimentary local units. These units show thickness variations between the two sections, which are the result of a sinsedimentary normal fault located between them. Three facies associations have been distinguished from the sedimentological analysis: ephemeral channels, aeolian *sand sheet* and aeolian dunes. The vertical relationship of these facies associations is used to characterize a time evolution of environments within a desert sandy system of type erg (*back-erg* and *central-erg* facies have been identified). The aeolian system shows a general retrogradation-progradation evolution. Our results provide sedimentological data supporting arid conditions for the Early Triassic of Iberia.

INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento y objetivos

Las facies Buntsandstein, en buena parte de las Cordillera Ibérica, están representadas por areniscas rojas y conglomerados cuarcíticos, pertenecientes al Triásico inferior. Estas facies, estudiadas desde la década de los 70 (Garrido-Mejías y Villena, 1977; Sopeña *et al.*, 1983, 1988, 1989; Arribas, 1985; Pérez-Arlucea y Sopeña, 1985; Rey y Ramos, 1991; López-Gómez y Arche, 1993, 1995; Ezquerro *et al.*, 1995; Arche y López-Gómez, 1999, 2005; López-Gómez *et al.*, 2002, 2005, 2010; Arche *et al.*, 2004; Sánchez-Moyá and Sopeña, 2004; Díez *et al.*, 2005; Dinarès-Turell *et al.*, 2005; Bourquin *et al.*, 2007), han sido consideradas de origen fluvial, formadas en cuencas de rift intracratónicas durante la fragmentación del supercontinente Pangea. No obstante, algunas publicaciones reconocen la presencia de depósitos de *wadi* en la Cordillera Costero-Catalana (Marzo, 1986) o acumulaciones arenosas de tipo *erg* que interaccionan con depósitos de *wadis* en algunos puntos de la Cordillera Ibérica central (Soria *et al.*, 2011).

Estos últimos estudios se llevaron a cabo en la parte más meridional del anticlinal de Montalbán (alrededores de Peñarroyas y Torre de las Arcas, en la provincia de Teruel). El objetivo de este trabajo es estudiar las mismas facies, en la parte septentrional del anticlinal, en concreto, en los alrededores de La Hoz de la Vieja, para poder comprobar si en esta zona las facies Buntsandstein presentan las mismas características sedimentológicas que las definidas en el sector más meridional de esta estructura.

1.2. Situación geográfica y marco geológico

La zona estudiada se encuentra en la Comarca de las Cuencas Mineras (Teruel, España), en un único afloramiento situado próximo a la carretera A-222 a 1 Km al sureste de la Hoz de la Vieja. La zona se localiza en la hoja nº493 (Oliete) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (Almela *et al.*, 1977).

Geológicamente, la zona se sitúa dentro de la Cordillera Ibérica Central. Esta cadena constituyó la zona más importante de concentración de la deformación en el interior de la placa Ibérica durante el Mesozoico y el Terciario (Capote *et al.*, 2002). Durante el Mesozoico

constituyó un área de sedimentación intracontinental, con dos periodos de rifting en el Triásico y Cretácico Inferior, y dos de postrift durante el Jurásico y Cretácico superior (Álvaro *et al.*, 1979; Salas y Casas, 1993). Durante los periodos de rift se depositaron materiales en ambientes continentales, transicionales y marinos someros, mientras que en las etapas de postrift estuvieron caracterizadas principalmente por una importante expansión de las plataformas carbonatadas marinas más o menos someras (Casas *et al.*, 1997).

La inversión de esta cuenca se produce durante el Paleógeno (Álvaro *et al.*, 1979; Capote *et al.*, 2002). La configuración actual de la cadena ibérica se define por dos ramas Paleozoico - Mesozoicas, la aragonesa en el norte y la castellana en el sur, separadas por las cuencas cenozoicas de Almazán y Calatayud-Teruel.

El anticlinal de Montalbán (Fig. 1.1) es una de las estructuras mayores de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Tiene una orientación NO-SE y afecta al zócalo hercínico y a su cobertera mesozoica y cenozoica (Guimerá *et al.*, 1990 y Casas *et al.*, 1997).

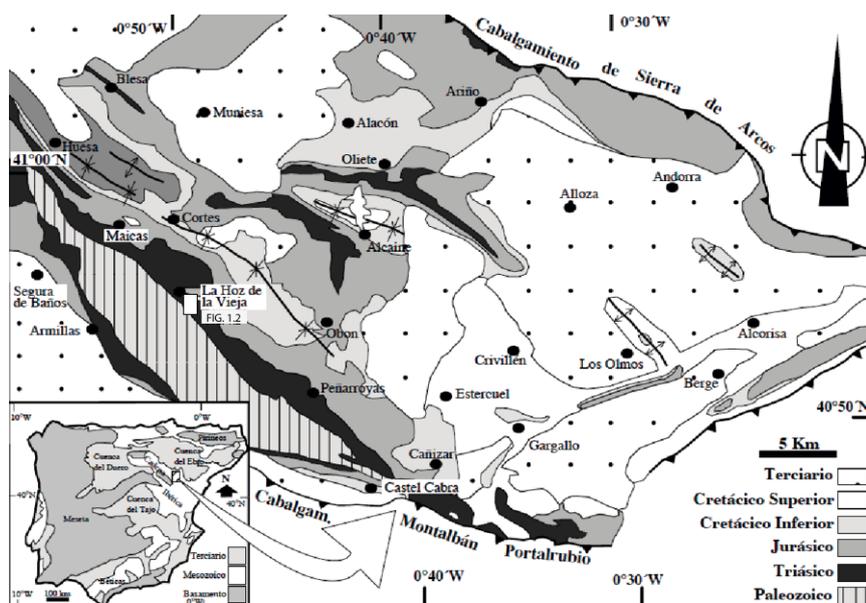


Figura 1.1: Situación geográfica y geológica de La Hoz de la Vieja, en la que se señala la situación de la zona estudiada. Tomado de Murat (1983).

En su flanco norte afloran materiales del Triásico Inferior y Medio, con pliegues tumbados y cabalgamientos de escaso desplazamiento, mientras que su flanco sur aparece subvertical o invertido, con los materiales paleozoicos cabalgando en algunos puntos sobre la serie mesozoica (Casas *et al.*, 1997). Una cartografía detallada del área estudiada se puede observar en la Fig. 1.2.

Las facies Buntsandstein en esta parte de la cordillera se disponen discordantemente sobre rocas del Paleozoico Superior, que sufrieron una importante deformación durante la orogenia Varisca (Ferreiro *et al.*, 1991).

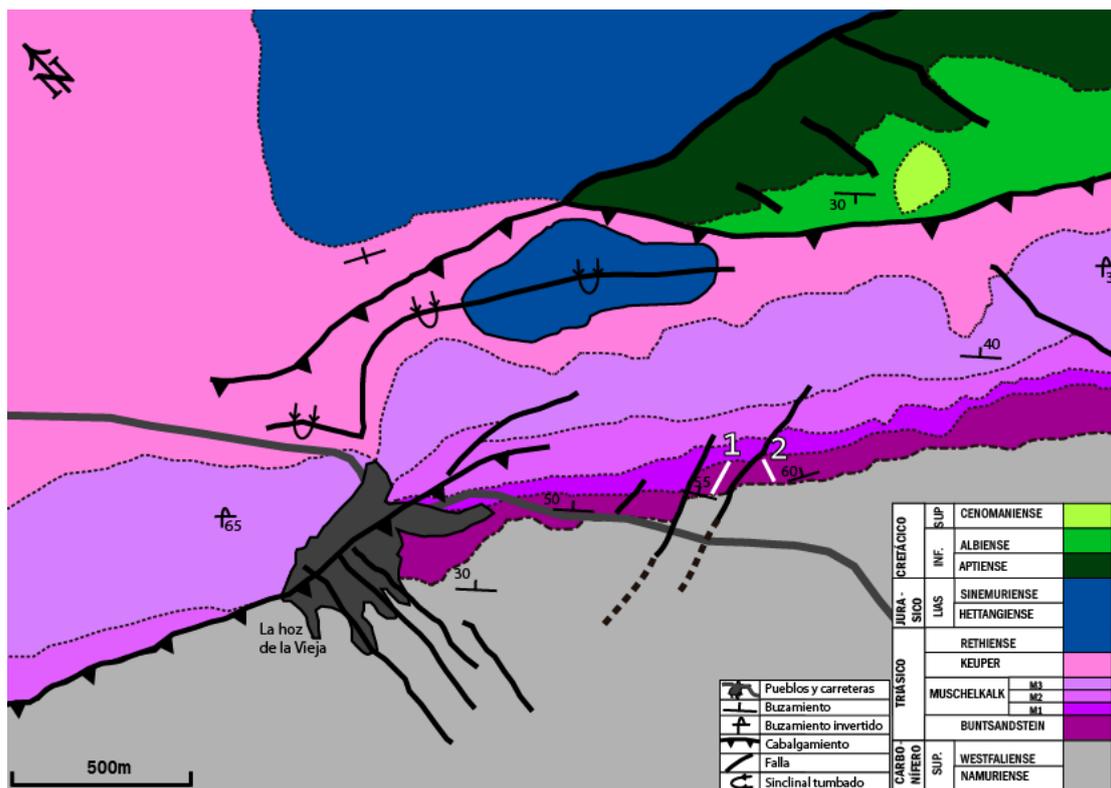


Figura 1.2: Cartografía geológica detallada del área de estudio. Las líneas blancas indican la situación de los dos perfiles realizados.

1.3. Planteamiento y objetivos

1.3.1. Trabajo previo bibliográfico

El primer paso fue la búsqueda de bibliografía y documentación sobre la geología y estratigrafía de la zona, y especialmente sobre la sedimentología de las facies Buntsandstein y las distintas interpretaciones genéticas de las mismas. También se consultó la hoja 493 del Mapa Geológico de España (escala 1:50.000) y su memoria.

1.3.2. Trabajo de campo

El trabajo de campo ha consistido en: (1) Localización de afloramientos en los alrededores de La Hoz de la Vieja, (2) levantamiento y descripción de 2 perfiles estratigráficos en el área seleccionada, (3) toma de muestras y fotografías de los aspectos de campo más representativos de la unidad estudiada (facies, estructuras sedimentarias...), (4) seguimiento de niveles guías de correlación estratigráfica y (5) cartografía geológica de detalle del afloramiento seleccionado.

1.3.3. Trabajo de laboratorio

Toma de muestras orientadas para la realización de láminas delgadas en el Servicio de preparación de Rocas de la Universidad de Zaragoza. Estas láminas han sido estudiadas con microscopio petrográfico de luz transmitida con el fin de caracterizar petrográficamente las facies arenosas.

Estudio y cartografía fotogeológica a partir de fotografías aéreas a escala 1: 20000.

1.3.4. Trabajo de gabinete

En este apartado se agrupan los trabajos que conllevan el tratamiento e interpretación de todos los datos previamente obtenidos. Estos trabajos son los siguientes:

- Delineación de los perfiles estratigráficos de detalle, así como elaboración de diferentes gráficos con la aplicación Adobe Illustrator © 1987-1998 Adobe Systems Incorporated y sus licenciadores, versión CS6.
- Correlación estratigráfica de los perfiles realizados.
- Realización de la cartografía geológica. Para ello se utilizaron los datos obtenidos en el campo, fotografías aéreas de escala 1:20000, ortoimágenes de la Web del Servicio de Investigación Territorial de Aragón (SITAR): (<http://sitar.aragon.es/>) y mapas obtenidos de GoogleMaps (<http://maps.google.es/>).
- Deducción de paleocorrientes a partir de las medidas de campo tomadas en diferentes estructuras sedimentarias, con el programa Stereonet, 2013 by Rick Allmendinger. Versión 8.
- Descripción e interpretación de facies y asociaciones de facies.
- Elaboración y redacción de la memoria.

Capítulo II

ESTRATIGRAFÍA

2.1. Estratigrafía

En los alrededores de La Hoz de la Vieja se han levantado dos perfiles estratigráficos de 91,5 y 55,2 m de potencia, separados por una falla normal, cuya situación se puede observar en la Fig. 1.2 de esta memoria. Ambos perfiles están a una distancia de 175m. A continuación se describen las características principales de los grandes tramos identificados

y posteriormente se hará una correlación estratigráfica de los mismos, realizada tanto a partir de la similitud de facies identificadas en ambos perfiles como a partir de capas guías.

COLUMNA 1

La potencia de este perfil es de 91,5 m, y se han establecido 8 tramos bien diferenciados (Fig. 2.1):

-Tramo 1: 16,5m de areniscas rojas con ocasionales intercalaciones de conglomerados rojos. Las areniscas se disponen en cuerpos tabulares, de evolución vertical estratodecreciente, de 1,10m a 15cm de potencia. Los estratos poseen bases y techos planos. Presentan laminación paralela y en ocasiones estratificación cruzada planar en *sets* de hasta 12cm de potencia. El sentido de la paleocorriente obtenida a partir de planos de estratificación cruzada planar es N058E.

Los conglomerados se disponen en estratos tabulares de hasta 10cm de potencia o bien en hiladas de cantos. Presentan textura granosostenida. Los cantos son muy heterométricos y generalmente son de naturaleza cuarcítica, pero ocasionalmente también se encuentran cantos andesíticos. Son de angulosos a subangulosos con un centilo de 6-7cm.

-Tramo 2: 9,5 metros de areniscas rojas de grano medio-grueso, muy bien seleccionadas. Se organizan en estratos tabulares, con techos y bases planas u onduladas, de potencia centimétrica (de 0,8 cm a 9-10cm). A lo largo del tramo domina la laminación paralela. También muestran *ripples*, tanto simétricos como asimétricos, así como estratificación cruzada planar, en *sets* de hasta 10 cm de potencia. Los sentidos de paleocorrientes obtenida a partir de planos de estratificación cruzada planar son: N252E y N003E, y las paleocorrientes medidas en crestas de *ripples* según cabeceo: N190E, N140E y N178E.

-Tramo 3: 13,5 metros de areniscas rojas de grano medio-grueso. Conforman estratos tabulares de potencias decimétricas a métricas. Predominan en todo el tramo los *sets* de estratificación cruzada planar (de 20cm a 70cm de potencia) y ocasionalmente laminación paralela. En la base del tramo se identifican *ripples* simétricos y laminación paralela más frecuente, y a techo lo que predomina son los *ripples* asimétricos. El sentido de la paleocorriente obtenida a partir de planos de estratificación cruzada planar es N102E, N313E y N129E.

-Tramo 4: 6,8 metros de tramo parcialmente cubierto. A techo del tramo se identifican areniscas rojas de grano medio, dispuestas en estratos tabulares con techos ondulados de potencia centimétrica. En todo el tramo se identifican *ripples* asimétricos, estratificación cruzada planar en *sets* de hasta 15cm de potencia, y laminación cruzada producida por la

migración de *ripples*. En la base del tramo hay laminación paralela. El sentido de la paleocorriente obtenida a partir de planos de estratificación cruzada planar es N283E y N261E.

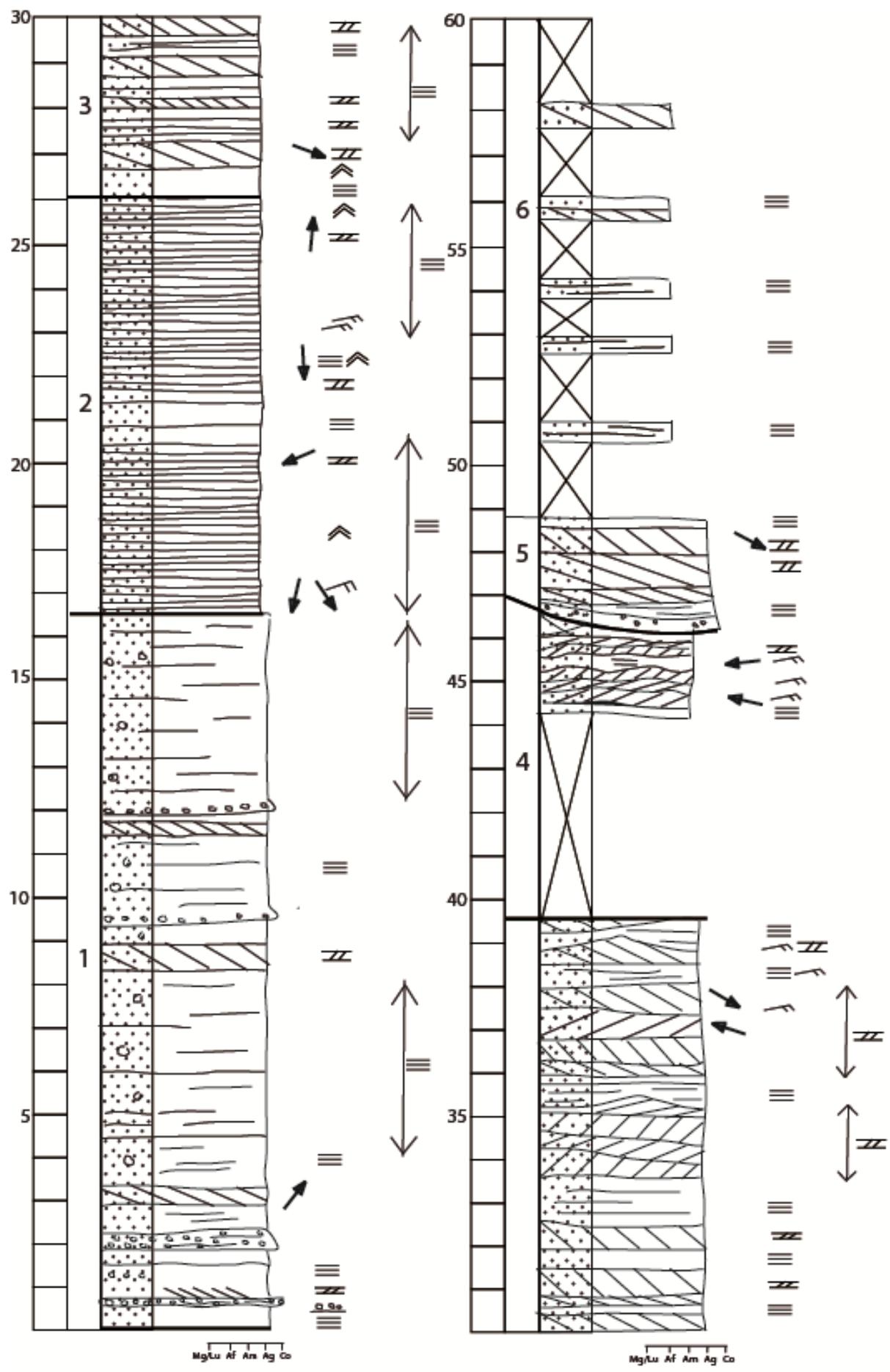
-Tramo 5: 2,2 metros de areniscas beige de grano grueso. Las areniscas se disponen en un único cuerpo canaliforme (este nivel desaparece lateralmente), constituido por estratos laxamente lenticulares de potencia decimétrica. En la base del cuerpo hay *lags* basales microconglomeráticos. En las arenas se identifica tres *sets* de estratificación cruzada planar de hasta 30cm de potencia y laminación paralela a base y techo de tramo. El sentido de la paleocorriente obtenida a partir de planos de estratificación cruzada planar es N137E.

En la base del cuerpo se observa un nivel microconglomerático de 20cm de espesor constituido por cantos muy heterométricos, arenosos y arcillosos, de hasta 1,3 cm de diámetro y matriz arenosa.

-Tramo 6: Tramo de 24 metros parcialmente cubierto que intercala niveles de areniscas rojizas de grano fino. Estos niveles son de geometría tabular, con base y techo plano, de potencia centimétrica (10-15 cm). Predomina en todo el tramo la laminación paralela y hacia la mitad del tramo es frecuente también la estratificación cruzada planar en *sets* de hasta 15cm de potencia.

-Tramo 7: 4 metros de conglomerados rojos. Los conglomerados conforman un cuerpo tabular constituidos por estratos tabulares de base plana y evolución vertical granodecreciente, de potencia decimétrica. Muestran una textura granosostenida. Su matriz está compuesta de areniscas rojas de grano grueso. Los cantos, de naturaleza esencialmente cuarcítica, son muy heterométricos con diámetros que oscilan entre 1cm y 6cm. Oscilan de subangulosos a subredondeados. En ocasiones muestran imbricaciones a techo. El depósito en general muestra una evolución granodecreciente, pasando hacia techo a microconglomerados que muestran estratificación cruzada planar. El sentido de la paleocorriente obtenida a partir de planos de estratificación cruzada planar es N160E.

A partir de este tramo se identifican 5m de alternancia de capas centimétricas de areniscas rojas de grano medio y margas grises masivas (tramo 8), a las que siguen 27 metros de margas grises. Estos dos conjuntos marcan el tránsito a las facies *Muschelkalk* esta zona y no son objeto de estudio en este trabajo.



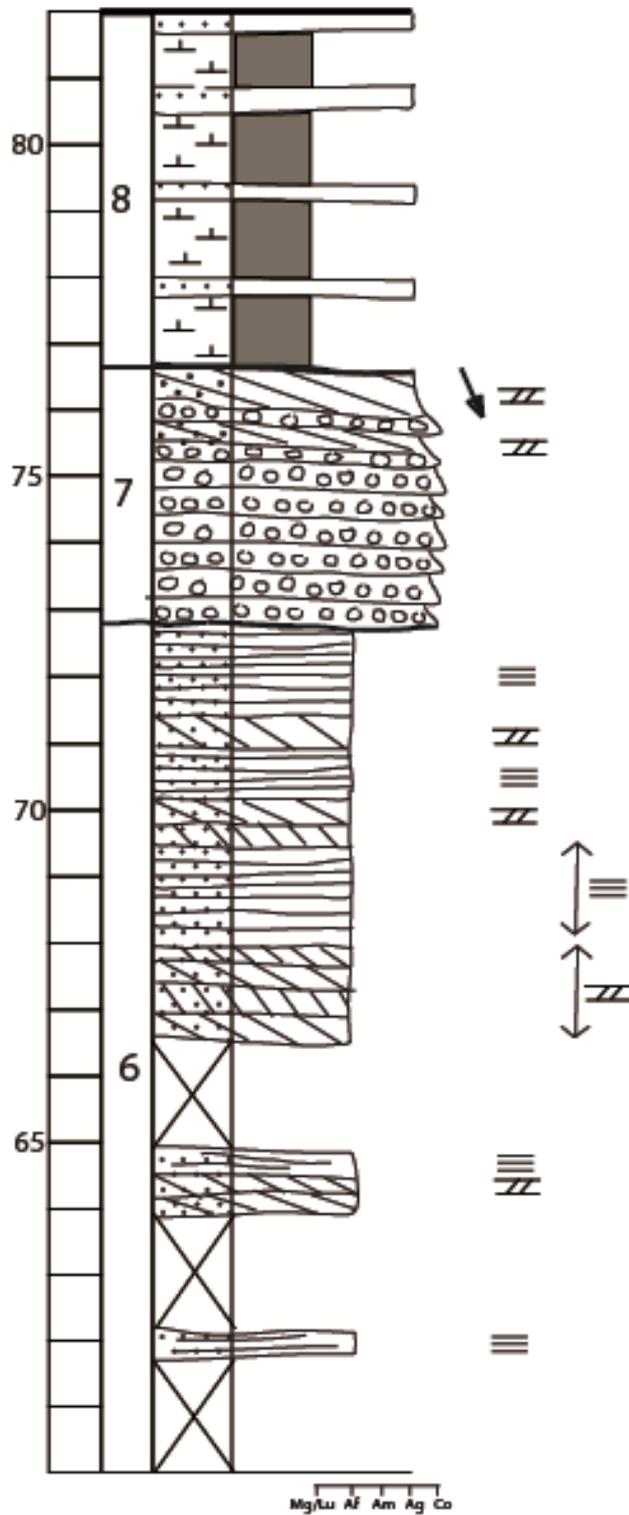


Figura 2.1: Perfil estratigráfico de detalle levantado de la columna 1 de La Hoz de la Vieja (ver situación en Fig. 1.2).

COLUMNA 2

Este perfil tiene una potencia total de 55,2 m y se han diferenciado 7 tramos (Fig. 2.2):

-Tramo 1: 11 metros de areniscas rojas de grano medio-groeso. Las areniscas conforman estratos tabulares de 0,3m a 1,2m de potencia. Domina en todo el tramo la laminación paralela. También se identifican *sets* de estratificación cruzada planar y en surco de 10 a 30cm de espesor. Las areniscas presentan cantos cuarcíticos aislados e intercalan hiladas de cantos y niveles conglomeráticos tabulares de hasta 10 cm de espesor. Constituyen depósitos granosostenidos y muy heterométricos de hasta 8-10 cm de diámetro y mayoritariamente cuarcíticos.

-Tramo 2: 11m de areniscas rojas de grano medio. Se disponen en cuerpos tabulares, con potencias de centimétricas a decimétricas, y de bases y techos planos a ondulados donde predomina la laminación paralela. Ocasionalmente presentan estratificación cruzada en surco en *sets* de hasta 15 cm de espesor. A techo y con poca frecuencia se identifican *ripples* simétricos. El sentido de la paleocorriente obtenida a partir de planos de estratificación cruzada planar es N268E.

-Tramo 3: 9m de areniscas rojas de grano medio dispuestas en estratos tabulares, de base y techo plano, de potencias decimétricas a métricas. En los dos primeros metros del tramo predomina la estratificación cruzada planar (en grandes *sets* de 50-60cm) y ocasionalmente laminación paralela. En el resto predomina la estratificación cruzada en surco, y ocasionalmente planar, en *sets* de hasta 60 cm de potencia. Estos *sets* intercalan niveles centimétricos a decimétricos con laminación paralela.

-Tramo 4: 14,3 m de areniscas roja de grano medio en la base a fino. Estas areniscas constituyen cuerpos tabulares de potencias centimétricas a decimétricas, con bases y techos planos. Domina la laminación paralela, pero de forma ocasional, se identifican en pequeños *sets* de hasta 15cm de estratificación cruzada planar.

-Tramo 5: 5,7m de conglomerados rojos, microconglomerados rojos y areniscas rojas de grano grueso. Conforman en conjunto dos cuerpos de geometría tabular y potencia métrica con bases canaliformes y evolución vertical granodecreciente. Los conglomerados son no granosostenidos. Los cantos son cuarcíticos, muy heterométricos, con centilo de 5 a 6cm, frecuentemente angulosos y ocasionalmente imbricados. La matriz es arenosa de grano grueso. Estos niveles pasan a microconglomerados y finalmente a areniscas con cantos dispersos que presentan estratificación cruzada en surco en *sets* de hasta 12 cm de potencia y ocasionalmente laminación paralela y estratificación cruzada planar en *sets* de

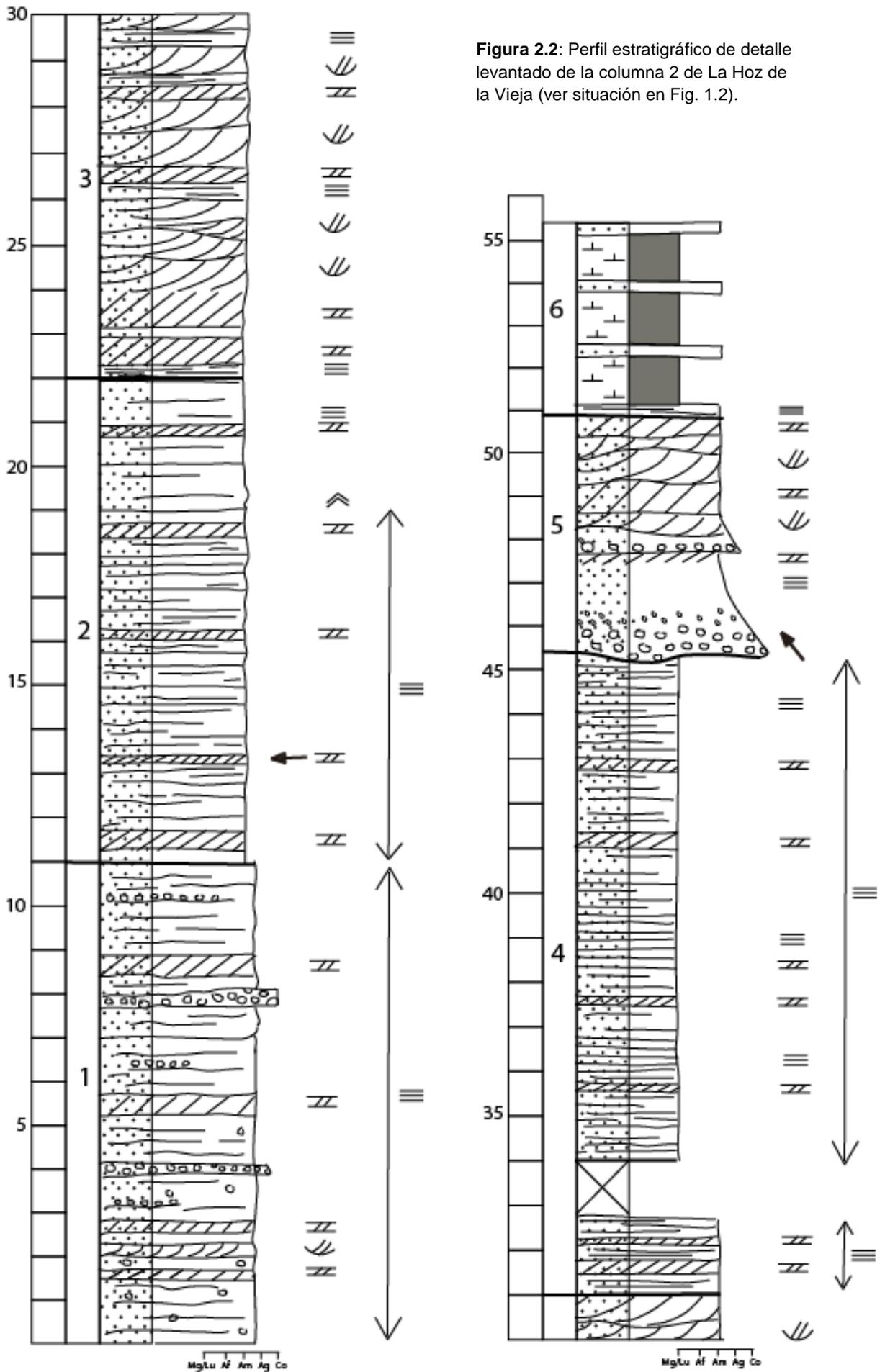


Figura 2.2: Perfil estratigráfico de detalle levantado de la columna 2 de La Hoz de la Vieja (ver situación en Fig. 1.2).

potencias centimétricas. El sentido de la paleocorriente obtenida a partir de imbricaciones de cantos es N121E.

A partir de este tramo se identifican 4,2 m de alternancia de capas centimétricas de areniscas rojas de grano medio y margas grises masivas (tramo 6), a las que siguen 21 metros de margas grises. Estos dos conjuntos marcan el tránsito a las facies Muschelkalk esta zona y no son objeto de estudio en este trabajo.

2.2. Correlación estratigráfica

A partir de sus características litológicas y texturales, y del seguimiento de una serie de capas guías, los tramos descritos para los perfiles 1 y 2 pueden ser correlacionados estratigráficamente entre sí (Fig. 2.3) definiendo 5 unidades sedimentarias locales que, de base a techo, son:

-Unidad 1: Compuesta por el tramo 1 en ambos perfiles, está constituida por arenas rojas de grano grueso con cantos dispersos y con intercalaciones de niveles de conglomerados e hiladas de cantos.

-Unidad 2: Está definida por el tramo 2 de ambos perfiles. Esta unidad está formada por areniscas rojas de grano medio que se organizan en estratos de potencia centimétrica a decimétrica. Poseen laminación paralela y en menor medida estratificación cruzada planar, y *ripples*.

-Unidad 3: Esta unidad está representada por el tramo 3 de ambas columnas. Está constituida por arenas rojas de grano medio que se disponen en estratos decimétricos a métricos, y que presentan principalmente estratificación cruzada planar y en surco de media escala.

-Unidad 4: Está definida por los tramos 4, 5 y 6 en el perfil 1, y el tramo 4 en el perfil 2. Está formada por areniscas rojas de grano medio y fino que se organizan en estratos centimétricos a decimétricos con laminación paralela. El tramo 5, de la columna 1 desaparece lateralmente en muy pocos metros, y está constituido por un cuerpo de areniscas beige de grano grueso con base canaliforme que presentan *sets* decimétricos con estratificación cruzada planar. La base del cuerpo muestra un *lag* basal microconglomerático.

-Unidad 5: Se identifica en el tramo 7 del perfil 1 y en el tramo 5 del perfil 2. Se compone de conglomerados, microconglomerados y areniscas rojas de grano grueso. Se disponen en estratos con evolución vertical granodecrecientes.

Entre ambos perfiles se identifica una falla normal en relación a la cual (ver Fig. 2.3) se modifican sustancialmente las potencias de algunas unidades. Así, mientras que la unidad 2 apenas modifica su espesor entre un perfil y otro, la unidad 4 prácticamente duplica su espesor en el perfil 1 con respecto al perfil 2. Estas evidencias nos hacen pensar en la actuación sinsedimentaria de esta falla durante el depósito de las facies Buntsandstein.

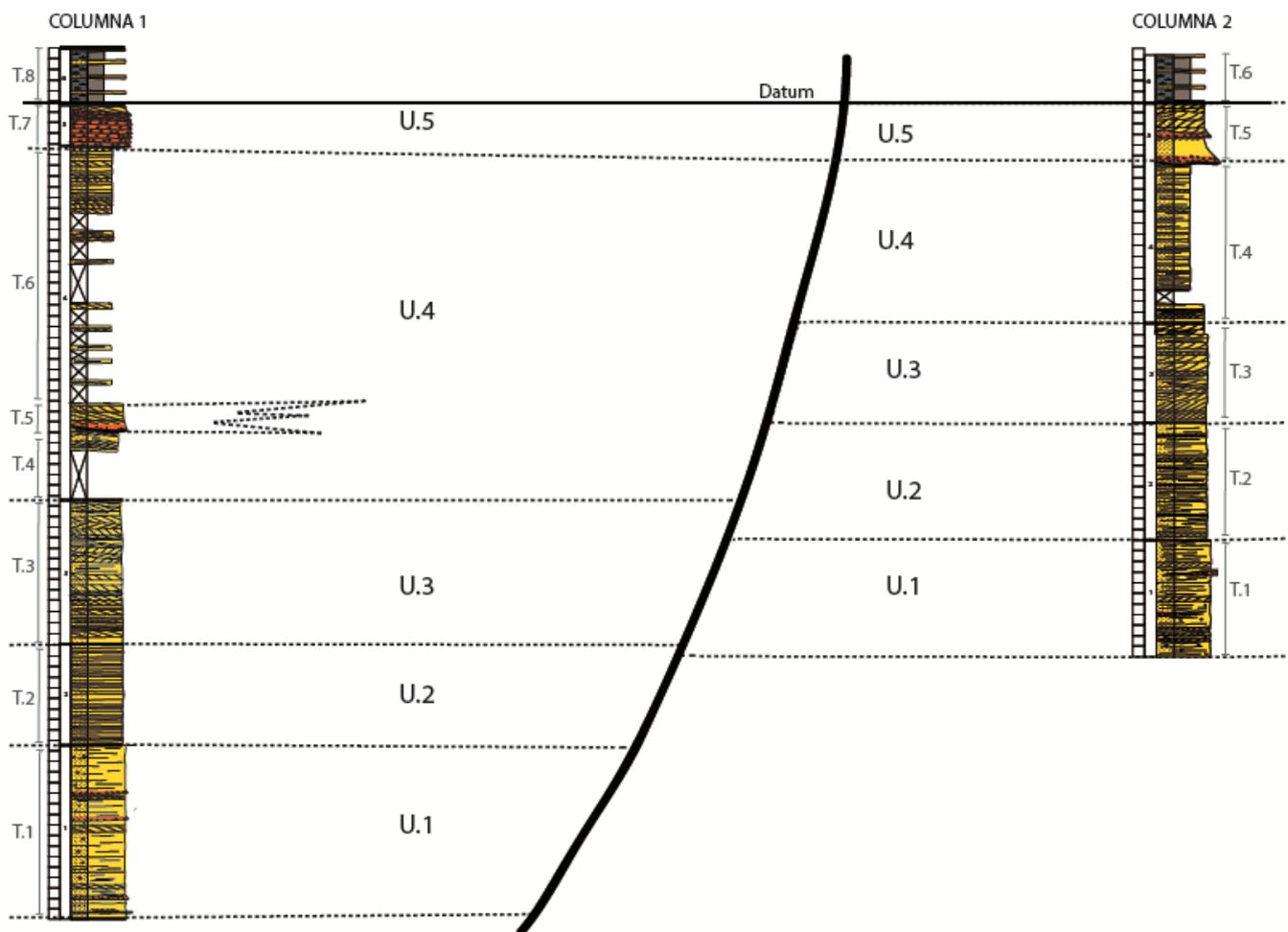


Figura 2.3: Correlación estratigráfica de los dos perfiles realizados en el área de estudio. El Datum de correlación es un nivel guía entre ambos perfiles que marca el paso a las facies Muschelkalk

SEDIMENTOLOGÍA

En este capítulo se van a describir las diferentes asociaciones de facies reconocidas en las columnas estratigráficas realizadas, con el fin de efectuar una aproximación al medio sedimentario en el que se depositaron estos materiales.

3.1. Introducción

Un sistema desértico no es, en general, un sistema homogéneo, sino que, se trata de un complejo sistema constituido por diversos subambientes sedimentarios, con asociaciones de facies bien diferenciadas, que se distribuyen desde las regiones más próximas al área fuente a las más distales. La zonación característica de un sistema desértico arenosos tipo *erg* fue descrita por Porter (1986), dividiendo dicho sistema desértico en tres sectores desarrollados desde una posición proximal (*back-erg*), hasta una posición distal (*fore-erg*), pasando por una posición central (*central-erg*) (Fig. 3.1).

En el *back-erg* se desarrollan medios sedimentarios áridos, en los que el viento interactúa con otros agentes físicos. El potencial de preservación del registro sedimentario de un *back-erg* es bajo (Porter, 1986), pero cuando quedan preservados están formados por facies eólicas interestratificadas con otros medios. Se caracteriza por la presencia de canales efímeros (*wadis*), facies eólicas (*ripples* eólicos y *lags* de deflacción), etc. Cuando este sector está bien desarrollado se pueden llegar a identificar dos dominios bien diferenciados: un *back-erg* externo (*outer back-erg*) y un *back-erg* interno (*inner back-erg*). En el *back-erg externo* son muy frecuentes los depósitos fluvio-eólicos donde las acumulaciones de arenas (dunas eólicas) se interestratifican con conglomerados depositados en los sistemas fluviales efímeros. El *back-erg interno* se caracteriza por depósitos interestratificados de *sand sheets* eólicos y dunas eólicas.

En el sector central del sistema desértico, el *central-erg*, se produce la principal acumulación y desarrollo de los depósitos eólicos del sistema desértico (Rodríguez-López *et al.*, 2008), donde las principales asociaciones de facies son dunas eólicas, y en una menor proporción también aparecen interdunas secas y *sand sheets* eólicos.

Por último, el sector distal del sistema desértico, el *fore-erg*, se caracteriza por la interacción entre el sistema sedimentario eólico y otros sistemas sedimentarios (fluviales, marinos, lacustres...), por ello, en esta zona se pueden desarrollar una gran diversidad de subambientes sedimentarios que resultan de la interacción del sistema eólico con los sistemas sedimentarios coetáneos adyacentes.

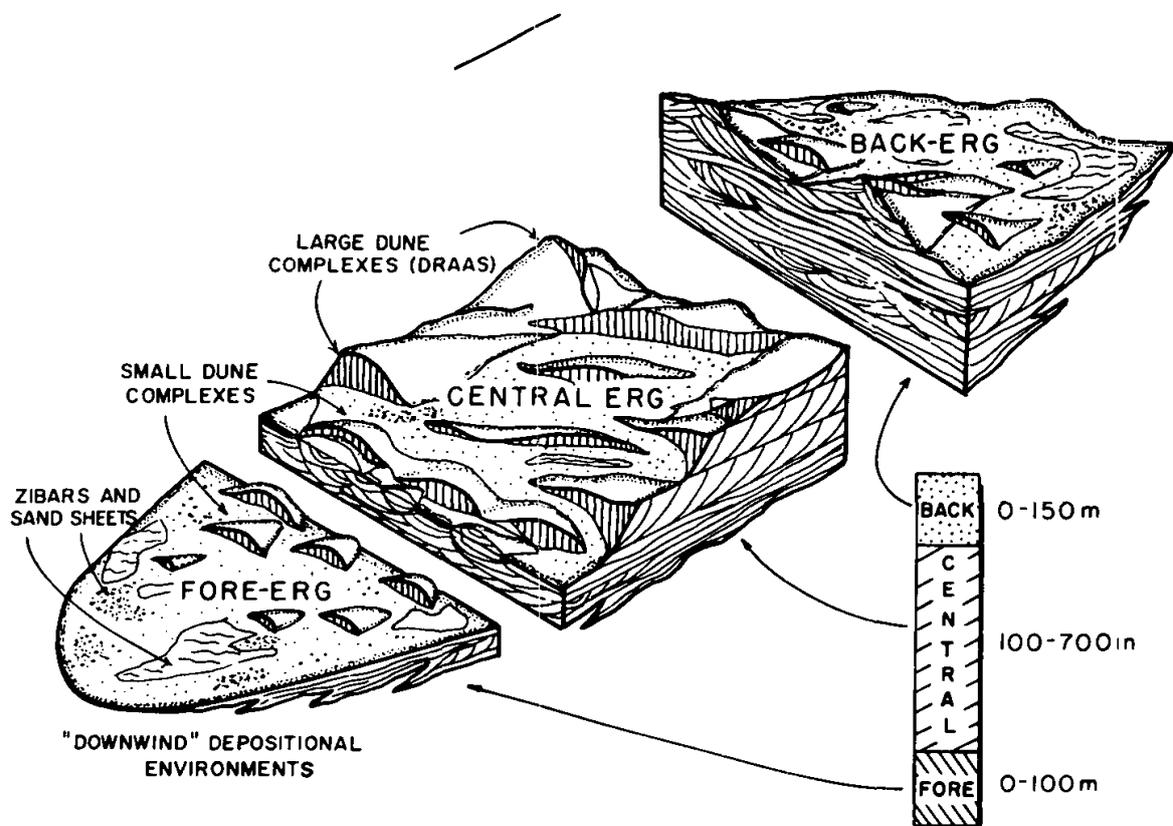


Figura 3.1: Modelo de zonación de un sistema desértico tipo *erg* de Porter (1986) en el que se diferencian sus tres sectores: *back-erg*, *central-erg* y *fore-erg*.

3.2. Análisis de facies

Asociaciones de facies de canales efímeros

Dentro de esta asociación se han identificado 2 facies diferentes:

-Facies 1.1: Se trata de conglomerados, mayoritariamente granosostenidos que se organizan en estratos tabulares de bases y techos planos e irregulares de hasta 30cm de potencia (Fig. 3.2 A y B). Constituyen depósitos muy heterométricos, con cantos de angulosos a subangulosos y de naturaleza esencialmente cuarcítica (Fig. 3.2 C y D). El centilo de los cantos es de 6-7cm. La matriz es arenosa de grano grueso. Es frecuente que no presenten evolución vertical definida y cuando se observa ésta es granodecreciente, llegando a pasar a areniscas de grano grueso con cantos aislados que presentan estratificación cruzada planar y ocasionalmente algo de laminación paralela. Ocasionalmente muestran imbricación de cantos (Fig. 3.2 D)

-Facies 1.2: Corresponden a areniscas beiges de grano grueso que se organizan en un cuerpo lenticular de base claramente canaliforme, de escasa continuidad lateral, y evolución vertical granodecreciente. La base del cuerpo muestra *lags* basales microconglomeráticos con cantos de naturaleza cuarcítica (Fig. 3.2 F), que pasan a areniscas con cantos dispersos. Las areniscas presentan *sets* de estratificación cruzada planar de hasta 30cm de potencia (Fig. 3.2 E) y laminación paralela.

Interpretación

El desarrollo de cuerpos tabulares de conglomerados de poco espesor y bases irregulares aunque bastantes planas, junto con las características texturales de dichos conglomerados (Facies 1.1, texturas granosostenidas, depósitos muy heterométricos con granulometrías muy variables) y la escasa presencia de estructuras sedimentarias (únicamente estratificación cruzada planar en las facies arenosas más gruesas), nos lleva a interpretar este depósito como resultado de la sedimentación a partir de flujos no confinados de canales efímeros (Glennie, 1970; Marzo 1986; Veiga y Spalletti, 2007) generados por corrientes de agua torrenciales. El sentido de la paleocorriente obtenida es (Fig. 3.5 A): S.

En ocasiones estos flujos (fluvial efímero) pueden incidir y generar canales de escaso desarrollo lateral (Facies 1.2) y evolución granodecreciente resultado de la disminución de la energía de la corriente, lo que favorece el desarrollo de *megaripples* de cresta rectilínea cuya migración genera *sets* de estratificación cruzada planar.

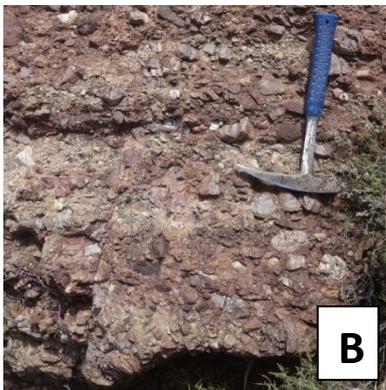


Figura 3.2: Lámina de fotografías de la asociación de facies de canales efímeros. (A), (B) y (C) Aspecto de campo de diferentes niveles conglomeráticos granosostenidos de la facies 1.1. (D) Conglomerados no granosostenidos de la facies 1.1 con imbricación de cantos. (E) Detalle de las areniscas de la facies 1.2 que muestran sets de estratificación cruzada. (F) Aspecto de campo de los lags basales microconglomeráticos de la facies 1.2.

Asociaciones de facies de *sand sheets* eólicos

Esta asociación de facies está constituida por dos facies distintas:

-Facies 2.1: Areniscas de grano medio-grueso a medio-fino muy bien seleccionadas, dispuestas en cuerpos tabulares de potencia centimétrica (de hasta 30cm de espesor), aunque ocasionalmente se identifica algún cuerpo de hasta 1m de potencia. En esta facies domina la laminación paralela de gran continuidad lateral (Fig. 3.3 A y B). Otras estructuras que se reconocen son estratificación cruzada planar y ocasionalmente en surco, en *sets* de entre 10 y 30cm de espesor, aunque ocasionalmente se ha medido uno de 70cm (Fig. 3.3 C). En las facies arenosas con granulometrías medias y medias-finas se desarrollan superficies de *ripples* simétricos y asimétricos y laminación cruzada asociada (Fig. 3.3 D). Petrográficamente corresponden a arcosas y subarcosas, muy bien seleccionadas, con escasa matriz arcillo-micácea. El tamaño de grano varía de grueso a medio y los granos son fundamentalmente de cuarzo (aumentando la proporción de éstos hacia techo de la serie). También hay micas (moscovita y biotita), feldespatos y plagioclasas.

-Facies 2.2: Esta facies está formada por hiladas de cantos de cuarcita cuya potencia corresponde a la del diámetro del canto. Estas hiladas presentan en ocasiones gran continuidad lateral y sus cantos individuales rara vez se tocan (Fig. 3.3 E).

Interpretación

Las arenas bien seleccionadas de la facies 2.1 muestran una laminación paralela muy continua lateralmente que se ha interpretado como consecuencia de la migración de *ripples* eólicos (Hunter, 1997; Kocured y Dott, 1981; Hadlari *et al.*, 2006). Por otra parte su organización en cuerpos tabulares de bases y techos planos ha llevado a interpretar esta asociación como correspondiente a *sand sheet* eólicos. La extensa continuidad lateral de la laminación eólica indica transporte bajo condiciones de energía bastantes constantes, lo que también ha sido descrito frecuentemente en *sand sheets* (Fryberger *et al.*, 1983.; Veiga *et al.*, 2002; Radies *et al.*, 2004; Scherer *et al.*, 2007). La presencia de *sets* de estratificación cruzada planar y ocasionalmente en surco de espesores decimétricos se ha interpretado como consecuencia de la migración de pequeñas dunas. El sentido de la paleocorriente obtenida para estas dunas son (Fig. 3.5 B): W-NW y NE.

Los *foresets* de estos *sets* de estratificación cruzada se acuñan lateralmente y pueden pasar a arenas finamente laminadas con *ripples* que corresponderían a niveles de interdunas secas, en las cuales se produce la migración de *ripples* eólicos (Hunter, 1977; Kocurek 1981). El sentido de la paleocorriente obtenido para estos *ripples* es (Fig. 3.5 B): SW.

Los horizontes individuales de cantos identificados en la facies 2.2, que en ocasiones no llegan a estar en contacto unos con otros formando lineaciones horizontales de gran continuidad lateral e intercaladas en los depósitos de *sand sheet* eólicos se han interpretado como pavimentos de deflación eólica (Marzo, 1986; Clemmensen y Abrahamsen 1983; Fryberger, 1993; Dávila y Astini, 2003; Rodríguez – López, 2008).

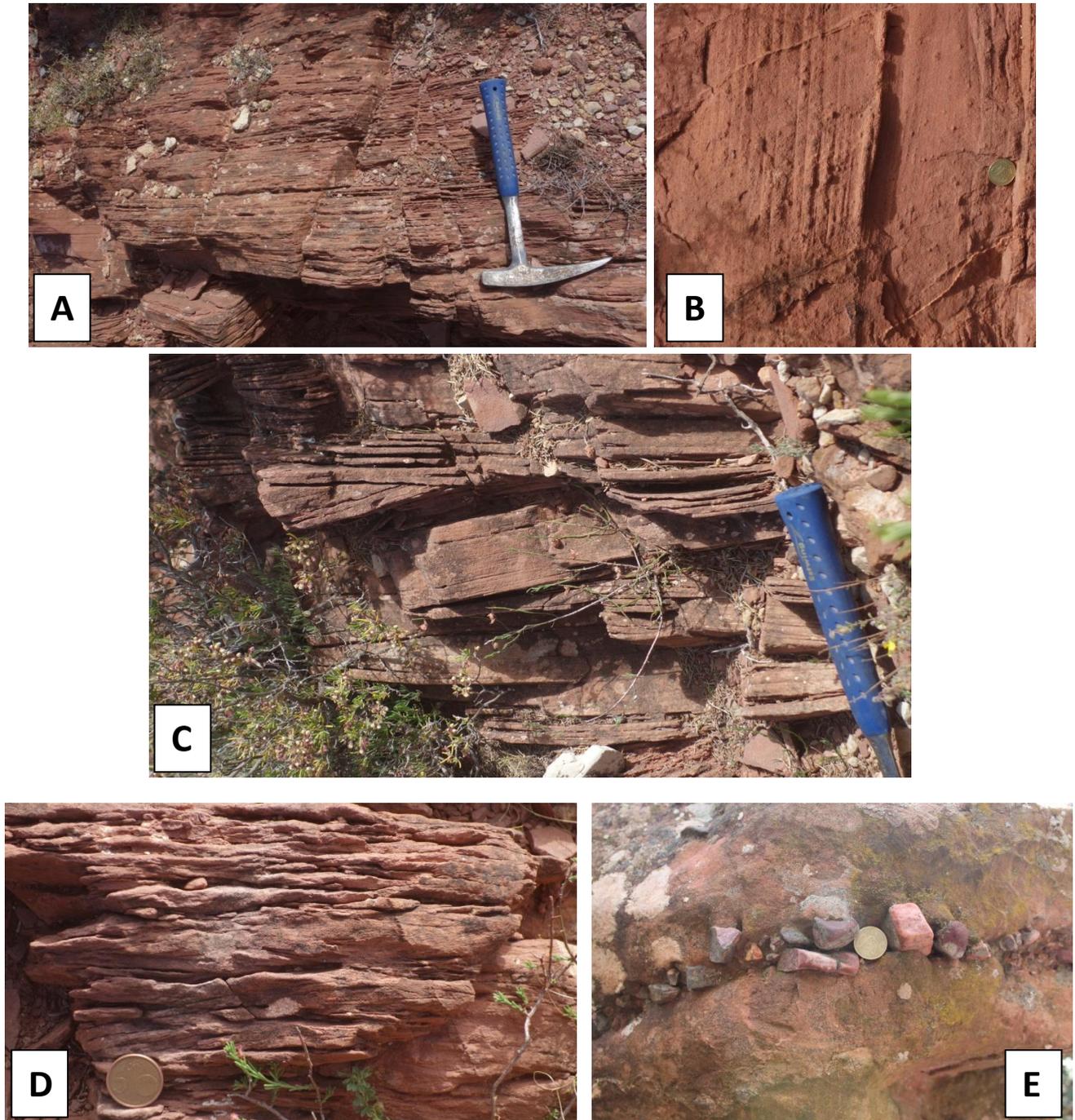


Figura 3.3: Lámina de fotos de la asociación de facies de *sand sheet*. (A) y (B) Aspecto de campo y detalle de los niveles de arenisca con laminación paralela mayoritarios en esta asociación de facies. (C) Aspecto de campo de los *sets* de estratificación cruzada en surco identificados en la facies 2.1. (D) Facies arenosa finamente laminada y con *ripples* correspondiente a interdunas secas. (E) Hiladas de cantos de cuarcita (facies 2.2) interestratificados dentro de las areniscas de la facies 2.1

Asociación de facies de dunas eólicas

-Facies 3: Corresponde a areniscas rojas de grano medio-grueso a medio muy bien seleccionadas dispuestas en estratos tabulares, de base y techo plano, con potencias decimétricas a métricas. En esta facies domina la estratificación cruzada planar (en grandes *sets* de hasta 70cm de potencia) y la estratificación cruzada en surco (en *sets* de hasta 60 cm de potencia) (Fig. 3.4). Estos *sets* intercalan niveles centimétricos a decimétricos con laminación paralela (Fig. 3.4 A y B) que normalmente están asociada a niveles de *ripples* simétricos y asimétricos. Petrográficamente corresponden a arcosas muy bien seleccionadas y similares a las de las facies de *sand sheet* eólico.

Interpretación

La presencia de arenas muy bien seleccionadas con estratificaciones cruzadas a gran escala ha llevado a la interpretación de que esta facies es producto de una sucesión de dunas eólicas con crestas que van de sinuosas a rectas (McKee, 1980; Scherer, 2000). La presencia de *sets* superpuestos indica que las dunas llegaron a migrar unas sobre otras. El sentido de la paleocorriente obtenida para estas dunas son (Fig. 3.5 C): SE y N-NW.

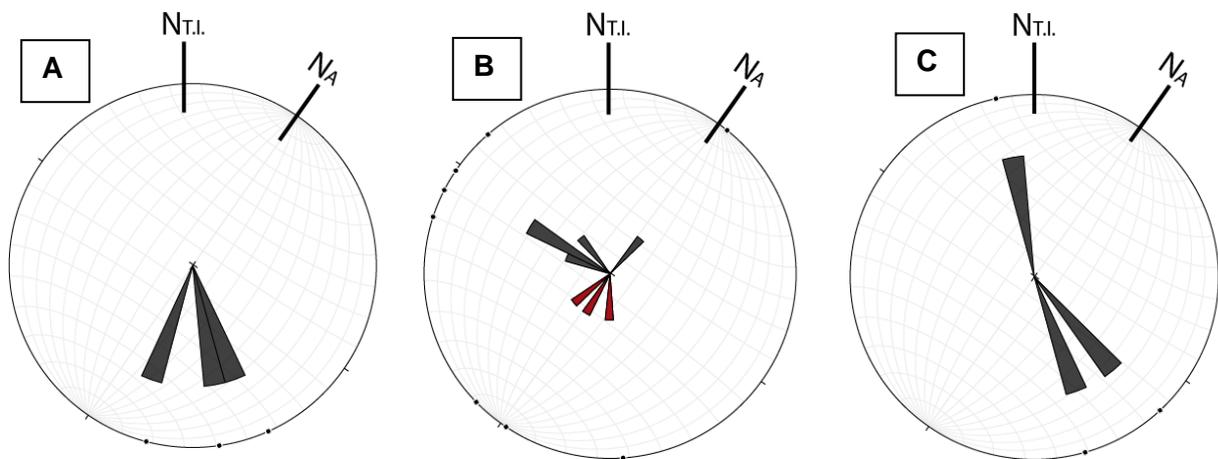


Figura 3.5: Diagrama de rosas de los vientos realizados en las estructuras sedimentarias presentes en las distintas asociaciones de facies diferenciadas. Las direcciones de paleocorrientes y paleovientos han sido rotadas 35° en sentido horario para restituir la posición de Iberia durante el Triásico Inferior (de acuerdo a Van der Voo, 1969 y Osete y Palencia, 2006). Na indica el norte magnético actual y Nt.i. indica el norte magnético del Triásico inferior. (A): Sentido de paleocorriente obtenido a partir de planos de estratificación cruzada y ejes de cantos imbricados en la asociación de facies de canales efímeros. (B): Paleocorrientes obtenidas a partir de planos de estratificación cruzada (en negro) y *ripples* asimétricos (en rojo) en la asociación de facies de *sand sheet*. (C): Paleocorrientes obtenidos a partir de planos de estratificación cruzada en la asociación de facies de dunas eólicas.

Por otra parte la existencia de niveles tabulares y continuos de pequeña escala (escasa potencia), que presentan laminación paralela y junto con niveles de *ripples* simétricos y asimétricos, y que están situados entre los *sets* de estratificación cruzada de las dunas eólicas indica que se corresponden con interdunas secas. Así esta asociación refleja una interdigitación duna-interduna (Mountney y Jagger, 2004).

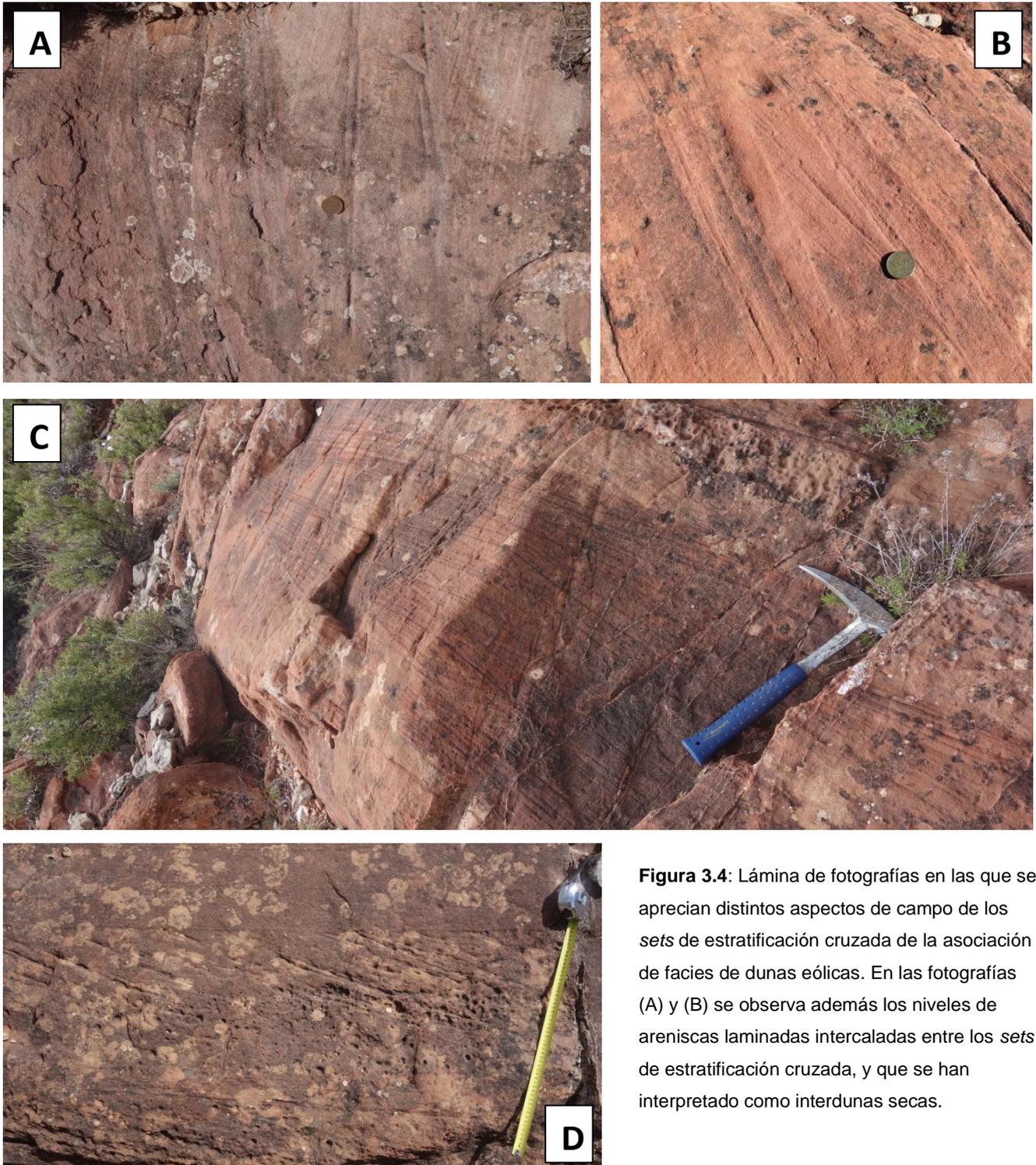


Figura 3.4: Lámina de fotografías en las que se aprecian distintos aspectos de campo de los *sets* de estratificación cruzada de la asociación de facies de dunas eólicas. En las fotografías (A) y (B) se observa además los niveles de areniscas laminadas intercaladas entre los *sets* de estratificación cruzada, y que se han interpretado como interdunas secas.

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

4.1. Evolución sedimentaria de las Facies Buntsandstein

En La Hoz de la Vieja se pueden identificar dos de las tres zonas que Porter (1986) diferencia en un sistema desértico tipo erg, concretamente el *back-erg* y el *central-erg* (Fig. 4.1).

En el *back-erg* se identifican ambientes sedimentarios que definen una interacción viento-agua. Los sistemas “fluviales” están caracterizados por conglomerados originados por canales efímeros no confinados (Facies 1.1), y ocasionalmente por microconglomerados y areniscas originados por flujos efímeros confinados (Facies 1.2). Estos flujos interactúan y se interdigitan en ciertos momentos con el sistema eólico que se desarrolla en este sector, correspondiente a *sand sheet*. Este ambiente sedimentario es el que mayor representación tiene en los perfiles estudiados. Está caracterizado esencialmente por acumulaciones arenosas planas con laminación paralela (consecuencia de la migración de *ripples* eólicos) sobre las cuales se desarrollan pequeñas dunas e interdunas secas. En mucha menor proporción intercalan hiladas de cantos (Facies 2.2) que se han interpretado como pavimentos de deflación eólica.

El *central-erg* está formado exclusivamente por la asociación de facies de Dunas eólicas en la que se observa la migración de dunas eólicas que se relacionan lateral y verticalmente con interdunas secas.

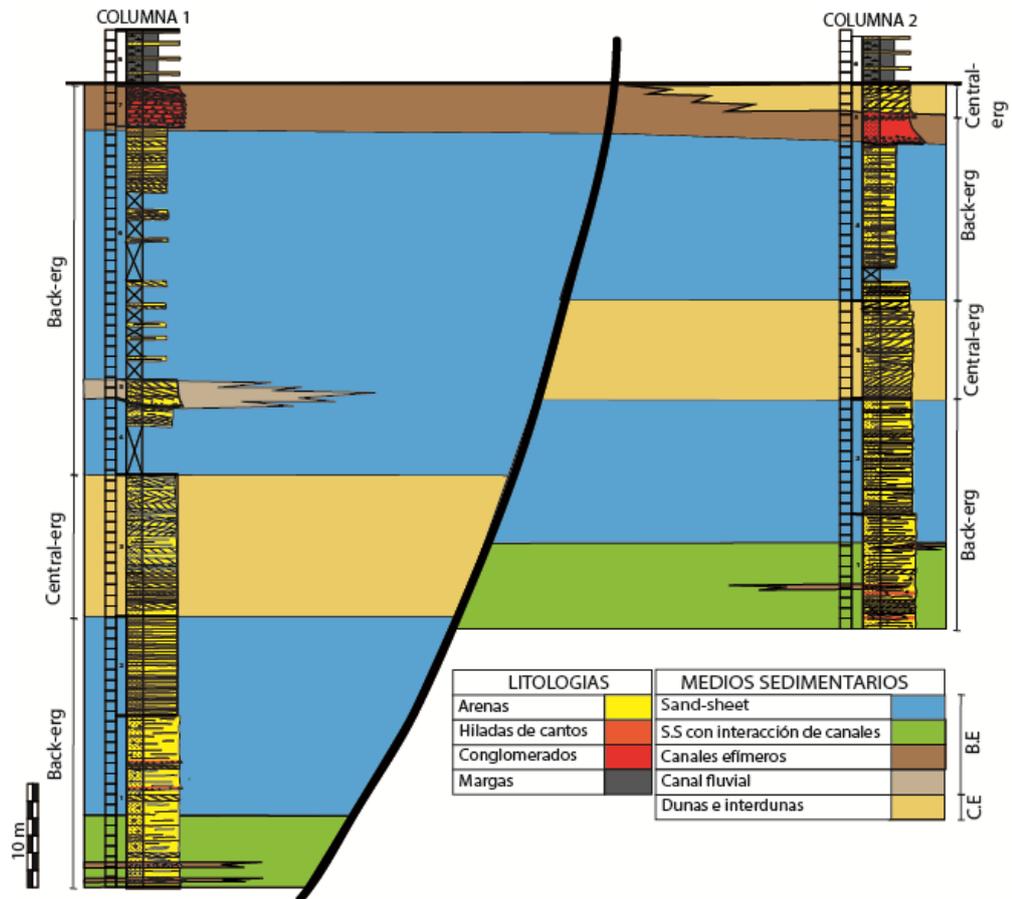


Figura. 4.1: Esquema de correlación de los diferentes medios sedimentarios identificados en los perfiles estudiados (ver explicación en el texto).

La evolución vertical de estos medios en ambas columnas levantadas es muy similar, pero lateralmente tienen diferencias. Ambas columnas muestran en la base facies de *back-erg*, comenzado con la interacción de canales efímeros con los depósitos de *sand sheet*. Esta interacción queda restringida a los primeros metros de la serie, tras la cual se desarrolla esencialmente los depósitos de *sand sheet*. El sistema sedimentario retrograda poco a poco lo que permite la instalación de un campo de dunas de mediana escala, y que se sitúan en una posición más distal del sistema eólico, caracterizando el *central-erg*. Posteriormente, el sistema desértico sufre una progradación y vuelven a implantarse ambientes más proximales, volviéndose a desarrollar depósitos de *sand sheet* sobre el *central-erg*. Puntualmente se vuelve a apreciar la interacción con sistemas fluviales efímeros y de escaso desarrollo que afectan únicamente a la columna más septentrional (perfil 1). El sistema sigue progradando lo que da lugar nuevamente al desarrollo (a techo de la serie) de depósitos conglomeráticos correspondientes a flujos acuosos no confinados que tiene su máximo desarrollo en el perfil 1. Estos depósitos se van acuñando lateralmente y pasan, a techo del perfil 2, a una serie de dunas e interdunas que podrían indicar el paso, nuevamente, al *central-erg*.

4.2.- Correlación con el sector de Peñarroyas

En el sector de Peñarroyas (situado en una posición más meridional que nuestra zona de trabajo) se han identificado, para las facies Buntsandstein, los mismos sectores que los observados en La Hoz de la Vieja: *back-erg* y el *central-erg*. Además se pueden apreciar en ambos sectores una gran similitud en las facies. En el *back-erg*, Soria *et al.* (2011), identifican *sand sheet* y *wadis*, pero en el sector de Peñarroyas las facies conglomeráticas presentan un mayor espesor y desarrollo. El *central-erg* también es muy similar en ambas zonas, formado por la sucesión de dunas e interdunas, pero en el sector de Peñarroyas las dunas son de mayor escala y además muestran interdunas húmedas (Soria *et al.*, 2011) que en el sector de La Hoz de la Vieja no se han identificado. Por otra parte la evolución del sistema eólico no es exactamente igual puesto que en Peñarroyas se observa una evolución general retrogradante que marca el paso de facies de *back-erg* a facies de *central-erg*. Sin embargo en La Hoz de la Vieja esta evolución es algo más compleja y, tras la implantación del campo de dunas, el sistema prograda a facies de *back-erg*, que pasan lateral y verticalmente, en el sector más meridional de la zona de estudio, a facies de *central-erg*. Esto lleva a suponer que La Hoz de la Vieja se situaría en una zona más proximal, dentro del sistema eólico, que el sector de Peñarroyas, y que las facies de *back-erg* que se desarrollan a mitad de la serie en La Hoz de la Vieja pasan, hacia el Sur, a los campos de

duna del *central-erg*.

4.3.- Consideraciones paleoclimáticas

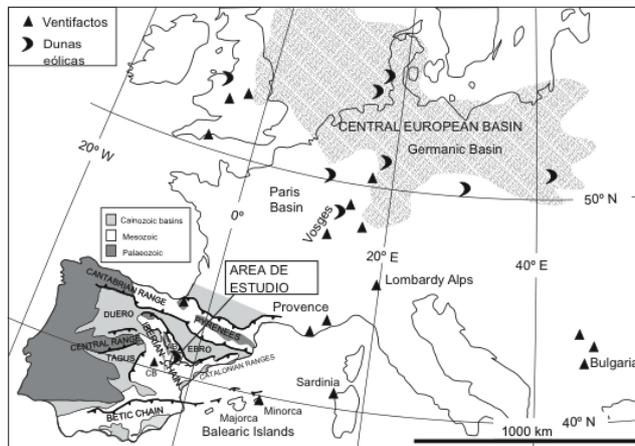


Figura 4.2: Localización y estructuras sedimentarias del Buntsandstein en Europa Occidental durante el período árido del Triásico inferior. Modificado de Bourquin *et al.* (2007).

Los modelos paleoclimáticos realizados para el Oeste de Europa predicen para el Triásico inferior (principalmente durante el Olenekiense) condiciones áridas extremas para Iberia, con una precipitación de <200 mm al año (Péron *et al.*, 2005; Bourquin *et al.*, 2007). Estas condiciones climáticas áridas extremas han sido confirmadas parcialmente para la Península Ibérica a partir de datos palinológicos (Diez *et al.*, 2007).

No obstante, los datos sedimentológicos que apoyan esta hipótesis son escasos (Fig. 4.2). En este sentido, Marzo (1986) reconoció depósitos de *wadís* y de interacción fluvio-eólica en la Cordillera Costero Catalana, pero declaró que no había evidencias convincentes que confirmaran la existencia de acumulaciones eólicas significativas. Sin embargo, recientemente, Soria *et al.* (2011) han documentado la existencia de una acumulación eólica importante de tipo *erg* en el sector más meridional del anticlinal de Montalbán, aspecto que ha podido ser confirmado en este trabajo para el sector más septentrional de esta estructura.

Según Soria *et al.* (2011), las condiciones áridas controlaban el depósito de la serie triásica durante todo este periodo. La ausencia de bioturbación y de fósiles (fauna y palinoflora) en las secciones estudiadas por estos autores (se han reconocido huellas de vertebrados únicamente en las arenas superiores, (Ezquerro *et al.*, 1995) y en otras secciones de la Rama Castellana y la Aragonesa (Diez *et al.*, 2005, 2007)), apoyan la interpretación de estas condiciones áridas. En el área de estudio de este trabajo no se han identificado ni bioturbaciones ni fósiles. De hecho, Diez *et al.* (2005) sugieren que estas duras condiciones impedirían la vida.

A partir de los datos de paleovientos obtenidos en Peñarroyas y Torre de las Arcas, Soria *et al.* (2001) concluyen las dunas del sistema eólico migraron bajo la influencia de vientos con dirección Este y Sur, y que, atendiendo a la posición de Iberia en las reconstrucciones paleogeográficas existentes para el Triásico inferior (Yan y Zhao, 2001; Stampfli y Borel, 2002), dichos vientos tenían lugar en una paleolatitud de 10-15° Norte.

En las dunas del *central-erg* de La Hoz de la Vieja las direcciones de paleovientos que se obtienen son S-SE y NW (Fig. 3.5C) y de E-SE y SW para las pequeñas dunas que se desarrollaban en relación a los *sand sheet* (Fig. 3.5B), coincidiendo en gran medida con los datos de Soria *et al.* (2011). Estos resultados refuerzan la idea de Ulicny (2004) sobre una alternancia de vientos de dirección E-NE y S durante el Triásico temprano, resultado de la circulación monzónica en el Este de Pangea (Parrish y Peterson, 1988), y corroboran la influencia de la circulación monzónica en la precipitación en el Macizo Varisco en las zonas Sur y Oeste.

Con todo, los resultados de estos estudios sedimentológicos recientes y las implicaciones paleoclimáticas que de ellos se derivan confirman la hipótesis de la existencia del desarrollo de un sistema desértico en Iberia durante el Triásico inferior ya propuesto mediante modelos paleoclimáticos.

Capítulo V

CONCLUSIONES

A partir de todos los datos expuestos se puede concluir que:

- 1- Las facies Buntsandstein estudiadas en los dos afloramientos de La Hoz de la Vieja (sector septentrional del flanco norte del anticlinal de Montalbán), han permitido definir 5 unidades estratigráficas locales. En estas unidades se reconocen cambios de espesores consecuencia de la actuación de una falla sinsedimentaria normal situada entre ambos perfiles.
- 2- El análisis sedimentológico ha permitido reconocer 3 asociaciones de facies: Canales efímeros, *sand sheets* eólicos y dunas eólicas. Los dos primeros son típicos del sector de *back-erg* de un sistema desértico arenoso, y el tercero es propio del sector del *central-erg*.
- 3- La evolución vertical de las asociaciones de facies permiten identificar una evolución retrogradante-progradante del sistema desértico, que evoluciona desde facies de *back-erg* a facies de *central-erg* para progradar posteriormente a facies de *back-erg*. Éstas últimas pasan lateralmente (tanto en el sector más meridional del área de estudio, como en el sector más meridional del anticlinal de Montalbán) a facies de *central-erg*.
- 4- Estos resultados aportan nuevos datos sedimentológicos que confirman las condiciones áridas extremas para Iberia durante el Triásico Inferior.

REFERENCIAS

- Almela, A., Quintero, I., Gómez, E., Mansilla, H., Martínez, C., Granados, L.F., Argüelles, A., Orche, E. y Pastor, J.R. (1977): *Mapa geológico de España y memoria explicativa. Escala 1:50.000, hoja nº 493 (Oliete). Segunda serie, Primera edición.* Serv. Publ. Del Ministerio de industria. Madrid.
- Álvaro, M., Capole, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la cadena celtibérica. *Acta Geológ. Hispánica (Homenaje a Luis Solé i Sabaris)*, 14: 172-177.
- Arche, A. y López-Gómez, J. (1999): Tectonic and geomorphic controls on the fluvial styles of the Eslida Formation, Middle Triassic, Eastern Spain. *Tectonophysics*, 315: 187–207.
- Arche, A. y López-Gómez, J. (2005): Sudden changes in fluvial style across the Permian-Triassic boundary in the eastern Iberian Ranges, Spain: analysis of possible causes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*, 229: 104–126.
- Arche, A., López-Gómez, J., Marzo, M. y Vargas, H. (2004): The siliciclastic Permian-Triassic deposits in Central and North-eastern Iberian Peninsula (Iberian, Ebro and Catalans Basins): a proposal for correlation. *Geodinamica Acta*, 2: 305–320.
- Arribas, J. (1985): Base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, Zona Norte. *Estudios Geológicos*, 41: 47–57.
- Bourquin, S., Durand, M., Diez, J.B., Broutin, J. y Fluteau, F. (2007): The Permian-Triassic boundary and Early Triassic sedimentation in Western European basins: an overview. *Iberian Geology*, 33: 221-236.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. and Arlegui, L.E. (2002): Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. *Geology of Spain*, Geological Society, London, 367–400.
- Casas, A.M., Cortés, A.L., Liesa, C.L., Meléndez, A. y Soria, A.R. (1997): Estructura del borde N. de la Cordillera Ibérica entre la sierra de Arcos y el Anticlinal de Montalbán. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 23: 243-268.
- Clemmensen, L.C. y Abrahamsen, K. (1983): Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran basin (Permian), Scotland. *Sedimentology*, 30: 311-339.

- Dávila, F.M. y Astini, R.A. (2003): Las aeolianitas 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.
- Diez, J.B., Bourquin, S., Broutin, J. y Ferrer, J. (2007): The Iberian Permian Triassic – Buntsandstein- of the Aragonian Branch of the Iberian range (Spain) in the West-European sequence stratigraphical framework: a combined palynological and sedimentological approach. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 178: 187-203.
- Diez, J.B., Broutin, J. y Ferrer, J. (2005): Difficulties encountered in defining the Permian-Triassic boundary in Buntsandstein facies of the western Peritethyan domain based on palynological data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 229: 40-53.
- Dinarés-Turell, J., Diez, J.B., Rey, D. y Arnal, I. (2005): Buntsandstein magnetostratigraphy and biostratigraphic reappraisal from eastern Iberia: Early and Middle Triassic stage boundary definitions through correlation to Tethyan sections. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 229: 158–177.
- Ezquerro, R., Zurita, C., Soria, A.R. y Martínez, P. (1995): Icnitas de vertebrados en las facies Buntsandstein (Triásico inferior) del Macizo de Montalbán (Peñarroyas, Prov. de Teruel). *Geogaceta*, 18: 109-112.
- Ferreiro, E., Ruíz, V., López de Alda, E., Valverde, M., Lendínez, A., Lago San José, M., Meléndez, A., Álvaro, M., Leal, M.C., Aguilar Tomás, M., Gómez, J.J y Carls, P. (1991): *Memoria explicativa y mapa de la hoja 40 (Daroca) del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000*. ITGE., 239 p.
- 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. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67: 280–312.
- Garrido, A. y Villena, J. (1977): El Trías germánico en España: paleogeografía y estudio secuencial. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4: 37–56.
- Glennie, K.W. (1970): Desert sedimentary environments. *Sedimentology*, 14: 222.
- Guimerá, J., Gonzalez, A. y Pérez, A. (1990): Evolución del cabalgamiento de la Muela de Montalbán (Cordillera Ibérica, Teruel). *Geogaceta*, 8: 47-49.
- Hadlari, T., Rainbird, R.H., Donaldson, J.A. (2006): Alluvial, eolian and lacustrine

- sedimentology of a Paleoproterozoic half-graben, Baker Lake Basin, Nunavut, Canada. *Sedimentary Geology*, 190: 47-70.
- Hunter, R.E. (1977): Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24: 361–387.
- Kocurek, G. (1981): Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, 28: 753–780.
- Kocurek, G. y Dott, R.H. (1981): Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 579-595.
- López-Gómez, J. y Arche, A. (1993): Architecture of the Canizar fluvial sheet sandstones, Early Triassic, Iberian Ranges. En: *Alluvial Sedimentation. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 17: 363–381.
- López-Gómez, J. y Arche, A. (1995): El Pérmico y Triásico del Levante español. Carac. principales y consideraciones paleogeográficas. *Cuadernos Geol. Ibérica*, 19: 201–234.
- López-Gómez, J., Arche, A. y Pérez- López, A. (2002): Permian and Triassic. En: *The Geology of Spain*, Geological Society, London. 185–212.
- López-Gómez, J., Arche, A., Marzo, M. y Durand, M. (2005): Stratigraphical and palaeogeographical significance of the continental sedimentary transition across the Permian-Triassic boundary in Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 229: 3–23.
- López-Gómez, J., Arche, A., Vargas, H. y Marzo, M. (2010): Fluvial architecture as a response to two-layer lithospheric subsidence during the Permian and Triassic in the Iberian Basin, eastern Spain. *Sedimentary Geology*, 223: 320–333.
- Marzo, M. (1986): Secuencias fluvio-eólicas en el Buntsandstein del Macizo del Garraf (Provincia de Barcelona). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10: 207–233.
- McKee, E.D. (1980): *A study of global sandseas*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1052, 429p.
- 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.
- Murat, B. (1983): *Contribution à l'étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique du bassin éocène d'Oliete (Prov. De Teruel, Espagne)*. Thèse Doct. Travaux du Lab. Géol.

- Sed. et Paleont. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 347p.
- Osete, M.L. and Palencia, A., 2006. Polos paleomagnéticos de Iberia en los últimos 300 millones de años. *Física Tierra*, 18: 157–181.
- Parrish, J.T. y Peterson, F. (1988): Wind directions predicted from global circulation models and wind directions determined from eolian sandstones of the western United States: a comparison. *Sedimentary Geology*, 56: 261-282.
- Pérez-Arlucea, M. y Sopeña, A. (1985): Estratigrafía del Pérmico y Triásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Prov. de Guadalajara y Teruel). *Estudios Geológicos*, 41: 207–222.
- Péron, S., Bourquin, S., Fluteau, F. and Guillocheau, F. (2005): Paleoenvironment reconstructions and climate simulations of the Early Triassic: impact of the water and sediment supply on the preservation of fluvial system. *Geodinamica Acta*, 18: 431–446.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E y Siever, R. (1973): *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, Nueva York, 618 pp.
- Porter, M.L. (1986): Sedimentary record of erg migration. *Geology*, 14: 497–500.
- 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. *Sedimentol.*, 51: 1359–1385.
- Rey, D. y Ramos, A. (1991): Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico del sector Deza-Castejón (Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 105–125.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., de Boer, P.L. y Soria, A.R. (2008): Aeolian sand sea development along the Mid-Cretaceous Western Tethyan Margin (Spain): erg sedimentology and palaeoclimate implications. *Sedimentology*, 55: 1253–1292.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the E. Iberian basin. *Tectonophysics*, 288: 33-55.
- Sánchez-Moyá, Y. y Sopeña, A. (2004): El rift mesozoico ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.). SGE-IGME, Madrid, 484–522.
- 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., Lavina, E.L.C., Dias Filho, D.C., Olivera, F.M., Bongioiolo, D.E. y Aguilar,

- E.S. (2007): Stratigraphy and facies architecture of the fluvial-eolian-lacustrine Sergi Formation (Jurassic) Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 194: 169-193.
- Sopeña, A., Virgili, C., Arche, A., Hernando, S. y Ramos, A. (1983): El Triásico. *Geología de España, Libro Homenaje a J.M. Ríos, vol. 2*, I.G.M.E., Madrid, 47–62.
- Sopeña, A., López, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C. y Hernando, S. (1988): Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. *Triassic-Jurassic Rifting and the Opening of the Atlantic Ocean*, 757–786.
- Sopeña, A., Ramos, A. y Pérez-Arlucea, M. (1989): Permian and Triassic Fluvial Systems in Central Spain. *Excursion Guidebook nº2 .4th International Conference on Fluvial Sedimentology*, 82 p.
- Soria, A.R., Liesa, C.L., Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., de Boer, P.L. y Meléndez, A. (2011): First evidence of Early Triassic erg system in Iberia. *Terra Nova*, 23: 76–84.
- Stampfli, G.M. y Borel, G.D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196: 17-33.
- Ulicny, D. (2004): A drying-upward Aeolian system of the Bohdasin Formation (Early Triassic), Sudetes of NE Czech Republic: record of seasonality and longterm paleoclimate change. *Sedimentary Geology*, 167: 17-39.
- Van der Voo, R. (1969): Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 7: 5–56.
- Veiga, G.D. y Spaletti, L.A. (2007): The Upper Jurassic (Kimmeridgian) fluvial-aeolian system of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana. Res.*, 11: 286–302.
- Veiga, G.D., Spaletti, L.A. y Flint, A. (2002): Aeolian/fluvial interactions and high-resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: The Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquen Basin, Argentina. *Sedimentology*, 49: 1001-1019
- Yan, J. and Zhao, K., (2001): Permo-Triassic paleogeographic, paleoclimatic and paleoceanographic evolutions in eastern Tethys and their coupling”. *Sci. China*, 44: 968-978.