



Contribución al conocimiento de la acción eólica en la región central de la Depresión del Ebro

Contribution to the knowledge of the aeolian erosion in the central Ebro Depression

Marín, C. ⁽¹⁾, Gutiérrez, M. ⁽¹⁾, Desir, G. ⁽¹⁾ y Lucha, P. ⁽¹⁾

(1) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna, 12. 50.009, Zaragoza, España. cimarín@unizar.es

Resumen

En el sector central de la Depresión del Ebro se localizan dos áreas en las que se reconoce actividad eólica. Los Torrollones de Gabarda son relieves residuales de areniscas y limolitas miocenas, en los que se depositan arenas eólicas sobre los bancos de areniscas, datadas por OSL y ¹⁴C desde 3619±237 yr. BP en las partes bajas y 824±106 yr. BP en zonas más elevadas. No tienen ninguna dirección dominante, por lo que deben considerarse relieves residuales, en los que actúan procesos de meteorización y exportación de ladera. En la región de Quinto de Ebro se reconocen *yardangs*, elaborados en rocas duras miocenas, que presentan morfologías de crestas alargadas, lomo de ballena, mesas y cerros cónicos. Se ha datado la base de la acumulación de los corredores y parece indicar que la acción eólica se manifestó con anterioridad a 4,6 Ka. BP. Igualmente se reconoce otra fase árida entre 3600 y 800 a. BP.

Palabras clave: Acción eólica, relieves residuales, arenas eólicas, *yardangs*.

Abstract

Two areas of aeolian activity are recognized in the central sector of the Ebro Depression. Torrollones de Gabarda are residual reliefs on Miocene sandstones and siltstones, on which aeolian sands are deposited on sandstones benches. These sands are dated on 3619±237 yr BP on the lower part and 824±106 yr BP on the top with OSL and ¹⁴C. They not have any prevalent direction so they must be considered as residual reliefs where some processes act as weathering and export on slopes. Yardangs are recognised on Quinto



de Ebro region. They are elaborated on hard Miocene rocks and show morphologies of long ridges, wha-lebacks, mesas and conic hills. The corridor bases are dated and it seems to show that aeolian activity has acted before to 4.6 Kyr. BP. Equally, it is recognized another arid stage between 3600 and 800 yr. BP.

Keywords: Aeolian activity, residual reliefs, aeolian sands, yardangs.

1. Introducción

La Depresión del Ebro está afectada por dos tipos de vientos principales: uno de componente NW y WNW localmente conocido como “cierzo” y otro, de menor intensidad, que proviene del SE y ESE denominado “bochorno” (Cuadrat, 2004). El cierzo sopla preferentemente durante la primavera y el invierno. Se trata de un viento seco y racheado y en la Estación Meteorológica de Zaragoza se han medido velocidades máximas de 160 Km/h en Julio de 1954. Las rachas por encima de los 100 Km/h tienen una frecuencia de 8 días al año y un 40% de las rachas alcanzan una velocidad media de 30 km/h (López Martín et al., 2007). Este viento se canaliza a lo largo del valle del Ebro cuando existe un gradiente de presión entre una situación anticiclónica en el mar Cantábrico y una borrasca en el mar Mediterráneo (Ascaso y Cuadrat, 1981).

La mayor parte de las acumulaciones eólicas documentadas en España se encuentran en las orlas litorales y en las tres grandes cuencas terciarias. En las cuencas del Duero y Tajo se han estudiado diversas acumulaciones con un desarrollo importante. Sin embargo, en la Depresión del Ebro con una mayor aridez y vientos más intensos, la existencia de acumulaciones eólicas es mucho menor y vienen reflejadas por pequeñas dunas de obstáculo (*nebkhas*), algunos depósitos eólicos arenosos de distribución areal



Figura 1. Localización de las áreas de estudio en la Depresión del Ebro. A: corresponde a Torrollones de Gabarda; B: región de Bujaraloz (Gutiérrez et al., 2002); C: área de Quinto de Ebro.

Figure 1. Studied areas on the Ebro Depression. A: Torrollones de Gabarda area; B: Bujaraloz region (Gutiérrez et al., 2002); C: Quinto de Ebro area.

muy escasa y acumulaciones de limos (*loess*) desarrolladas fundamentalmente en el relleno de barrancos de fondo plano (Desir et al., 2010). Sin embargo, la acción erosiva del viento queda reflejada por agrupaciones de *yardangs*, localizados en el centro de la Depresión del Ebro (Gutiérrez et al., 2002, 2005). También se reconocen formas menores de erosión eólica, como los ventifactos y *reg* acompañantes en las terrazas altas de los ríos Huerva y Ebro y glaciais del río Huerva (Mensúa e Ibáñez, 1977; Longares, 2004). Igualmente conviene señalar el papel que juega el viento en la exportación de partículas producidas en el micromodelado de tafonis y gnammas, así como su posible incidencia como proceso coadyuvante en la génesis de estas for-

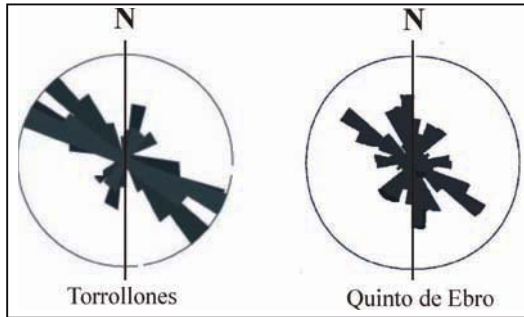


Figura 2. Rosas de diaclasas de las áreas de Quinto de Ebro y Torrollones de Gabarda (Depresión del Ebro).

Figure 2. Diaclases roses on Torrollones de Gabarda and Quinto de Ebro areas (Ebro Depression).

mas menores (Gutiérrez e Ibáñez, 1979; Rodríguez y Navascués, 1982; Sancho y Benito, 1990; Sancho et al., 2004).

El motivo principal del trabajo es dar a conocer las diversas acumulaciones eólicas existentes sobre los bancos de arenisca en relieves residuales, constituidos por una alternancia de areniscas y limolitas. Las diferentes dataciones por OSL permiten establecer algunas generalizaciones sobre la actividad eólica de la Depresión del Ebro. El poder erosivo del viento se pone de manifiesto en la existencia de un nuevo campo de *yardangs*, situado unos 40 kms al Oeste de los *yardangs* del sur de Bujaraloz (Gutiérrez-Elorza et al., 2002).

2. El área de estudio

Las zonas de estudio se localizan en el sector central de la Depresión del Ebro, NE de España (Fig. 1) y todas ellas están situadas en áreas semiáridas-semihúmedas. En estas zonas, el relleno sedimentario de la Cuenca Terciaria del Ebro está constituido por sedimentos continentales en disposición horizontal, que en su origen forman parte de sistemas de abanicos aluviales que vierten sus aguas y sedimentos a ambientes de *playa-lake*. De este modo, el área de Torrollones de Gabarda (región de Monegros) está

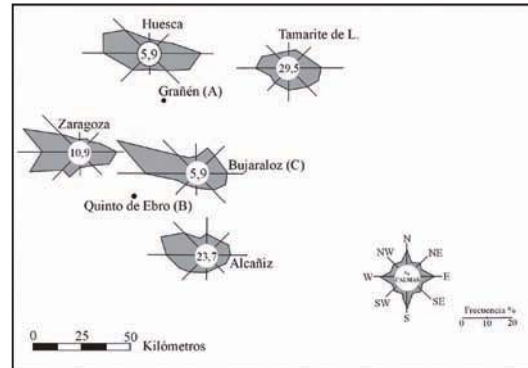


Figura 3. Rosas de vientos anuales (López et al., 2007).

Figure 3. Annual wind roses (López et al., 2007).

constituida por alternancia de areniscas y limolitas, correspondientes a facies medias de abanicos aluviales. En el área de Quinto de Ebro afloran limolitas y yesos, generadas en medios de *playa-lake*.

3. Área de Torrollones de Gabarda

Los Torrollones de Gabarda se sitúan entre las localidades de Marcén y Alberuela de Tubo, en la región de Monegros, al sur de la Provincia de Huesca. Forman parte de la Formación Sariñena (Quirantes, 1978), constituida por alternancia de areniscas y limolitas de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior, descritas por Sancho y Belmonte (2000). Estos materiales presentan una marcada fracturación (Fig. 2) con un sistema dominante de diaclasas de dirección NW-SE y otro, de menor incidencia, de dirección NNE-SSW. Observaciones similares se han llevado a cabo por Sancho y Belmonte (2000).

Los datos climáticos que se presentan corresponden a los existentes en la región de Grañén, unos 5 Kms al W de Marcén, indicados en por del Valle (1996). La media anual de las precipitaciones es de 517 mm, la temperatura media anual es de 14,5°C y son frecuentes las heladas entre Noviembre y Marzo. Las rosas de vientos de las

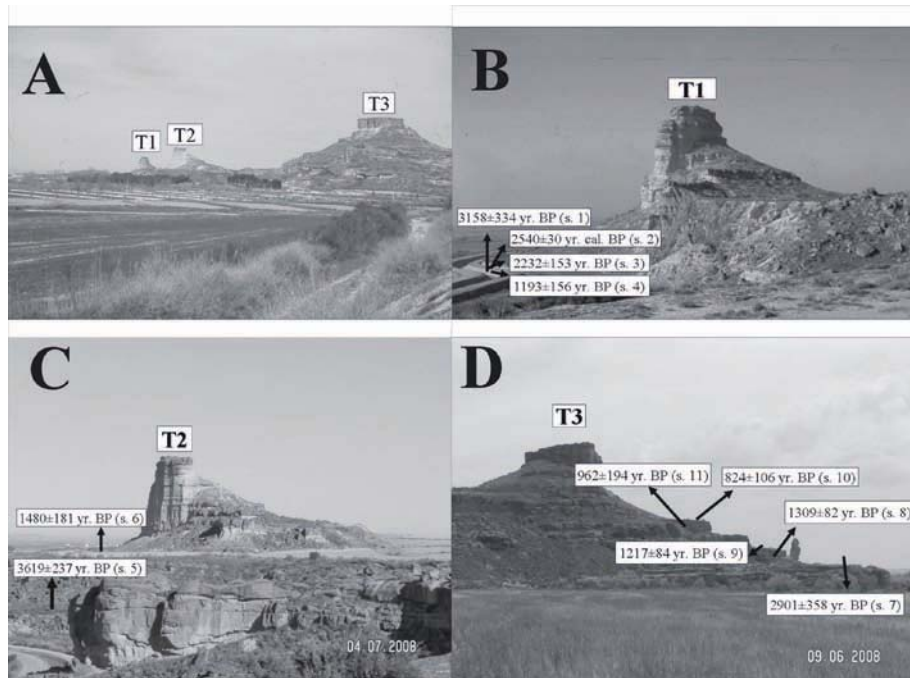


Figura 4. A. Relieves turrlicados que destacan sobre las llanuras circundantes. Torrollones de Gabarda (Provincia de Huesca, Depresión del Ebro). B. Relieve turrlicado de areniscas y limolitas (T_1) con frente escarpado, estructura en graderío y laderas parcialmente cubiertas. En el ángulo inferior derecho rockfalls y situación de las arenas eólicas datadas. C. Relieve turrlicado de areniscas y limolitas (T_2) con frente abrupto y banco de areniscas lenticular. Las cifras corresponden a puntos en los que se han datado arenas eólicas. D. Relieve turrlicado con disposición en graderío (T_3). Los números corresponden a dataciones en OSL de arenas eólicas. Las dataciones indican que las arenas eólicas más recientes se localizan en el banco de la arenisca más superior.

Figure 4. A. Turrlicated reliefs standing out above the surrounding plains. Torrollones de Gabarda (Huesca Province, Ebro Depression). B. Sandstone and limolite turrlicated relief (T_1) with scarp front, graderio structure and partly covered slopes. On the lower right corner rockfalls are identified. It showed the location of the dated aeolian sands. C. Sandstone and limolite turrlicated relief (T_2) with steep front and a lenticular sandstones bench. Figures correspond to the points where aeolian sands have been dated. D. Turrlicated relief (T_3) with graderio willingness. Figures correspond to the OSL dated aeolian sands. Dating show that the most recent aeolian sand are localized on the upper sandstone bench.

estaciones más próximas (Fig. 3) se recogen en el Atlas Climático de Aragón (López et al., 2007) e indican que las direcciones dominantes son NW-SE y E-W. En el Atlas Eólico de Aragón (Puigcercús et al., 1994) se indica que en Grañén la isoventa a 10 m es de 5 m/seg, a 30 m asciende a 6 m/seg y, finalmente, a 50 m la velocidad es de 6,5 m/seg.

Los Torrollones de Gabarda forman un paisaje de tres relieves residuales turrlicados (Fig. 4A), constituidos por una alternancia de areniscas y limolitas, que destacan sobre

las llanuras circundantes. Aparecen alineados en dirección E-W. Los monolitos T_1 (Fig. 4B) y T_2 (Fig. 4C) presentan frentes meridionales subverticales y las laderas septentrionales, de menor pendiente, están recubiertas parcialmente de detritus. El monolito T_3 (Fig. 4D) tiene un relieve escalonado o en graderío, generado por erosión diferencial, en el que las areniscas constituyen los escarpes. La forma en planta de T_1 y T_2 es, en líneas generales, cuadrangular y la T_3 presenta ramificaciones en las direcciones NW-SE y NNE-SSW. Las alturas están tomadas teniendo como referencia un canal de riego (Fig.



Figura 5. Banco de arenisca afectado por extensión lateral. Alberuela de Tubo (Provincia de Huesca, Depresión del Ebro).

Figure 5. Sandstone bench affected by lateral spreading. Alberuela de Tubo (Huesca province, Ebro Depression).

4B) que bordea los Torrollones por el sur: $T_1 = 77$ m; $T_2 = 79$ m y $T_3 = 114$ m.

La formación y morfología de detalle de estos monolitos está controlada por la red de diaclasas y la individualización de los mismos es el resultado de los procesos geomorfológicos que han actuado a lo largo del Cuaternario; muy posiblemente la disección fluvial que actuó sobre zonas de menos resistencia (Sancho y Belmonte, 2000).

Estos monolitos están sometidos a *mass wasting*, que se manifiesta en las laderas por un recubrimiento de grandes bloques de arenisca. Se reconocen descamación y disgregación granular que dan origen a diferentes microformas: espectaculares *tafonis*, alveolos, abrigos en los escarpes de arenisca y gnammas sobre superficies horizontales o de baja pendiente. En la generación de estas microformas intervienen fundamentalmente los procesos de meteorización salina (como indican las eflorescencias salinas), humectación y secado y actividad biológica. Sobre las areniscas se han realizado ensayos de alterabilidad con probetas de 5 cm: humectación y secado, meteorización salina y gelifracción, siendo este último proceso el de mayor incidencia en la meteorización (Sancho y Belmonte, 2000).

A unas decenas de metros al Este de T_3 se distingue, en un banco de areniscas, procesos de extensión lateral (*lateral spreading*) (Fig. 5), que se produce en rocas homogéneas que yacen sobre materiales dúctiles. La extensión se manifiesta por un comportamiento frágil, que individualiza bloques entre grietas abiertas (Jahn, 1964; Pasuto y Soldati, 1996). Este comportamiento facilita la caída de bloques en la ladera.

En todos los Torrollones de Gabarda se reconocen acumulaciones eólicas fijas, cubiertas por una vegetación herbácea. Estas acumulaciones descansan sobre superficies estructurales o bancos desarrollados en areniscas. En la base de T_1 se dispone de un buen afloramiento en el talud de la carretera del canal de irrigación (Fig. 4B y 6), que suministra edades comprendidas entre 1193 ± 156 yr. BP y 3158 ± 334 yr. BP, obtenidas por OSL y ^{14}C . Se han realizado granulometrías de las arenas eólicas de cuatro muestras (Fig. 7) y los resultados indican una buena selección y un transporte fundamentalmente por saltación (Tsoar y Pye, 1987). En T_2 (Fig. 4C) las arenas eólicas se sitúan en la parte basal, cuya edad es de 3619 ± 237 yr. BP; por encima, en otro banco la acumulación eólica está datada como de 1480 ± 181 yr. BP. En el

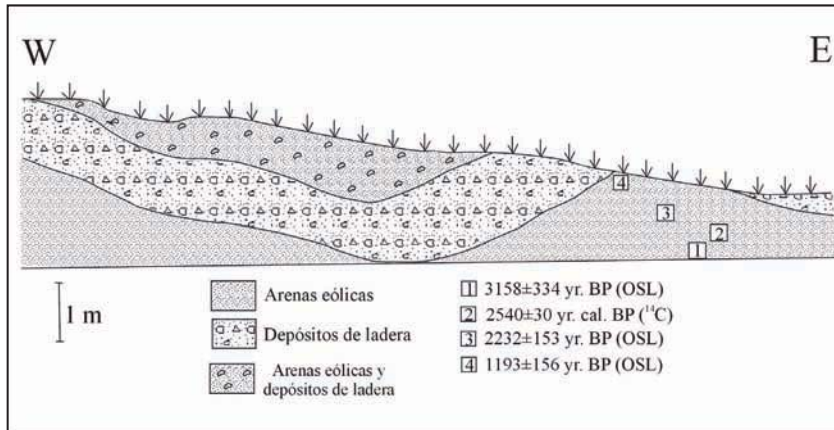


Figura 6. Corte geológico detallado de arenas eólicas y depósitos de ladera al pie de T_1 .
 Figure 6. Detailed geological sketch from the aeolian sands and slope deposits at the bottom of T_1 .

monolito T_3 (Fig. 4D) se reconocen arenas eólicas en tres bancos, desarrollados en el frente meridional, en los que las edades obtenidas fluctúan entre 2901 ± 358 yr. BP y 824 ± 106 yr. BP. Las arenas eólicas más jóvenes se encuentran en el banco más superior, mientras que las más antiguas se sitúan sobre el banco más inferior.

4. Área de Quinto de Ebro

Se reconocen formas alargadas, 8 Kms al oeste de Quinto de Ebro, elaboradas sobre 5 m de yesos con algunos tramos margosos,

que se superponen a unos 40 m de lutitas pardo-rojizas con yeso nodular e intercalaciones de capas de yeso y caliza. Ambos conjuntos pertenecen al Mioceno inferior y presentan disposición horizontal (Colomer et al., 2006). La media de precipitaciones oscila de 350 a 400 mm, mientras que las temperaturas medias anuales se sitúan entre 14 y 15°C.

Las formas alargadas son *yardangs* constituidos por crestas y corredores (*ridges* y *swales*) (Fig. 8) (Hörner, 1932; Cooke et al., 1993; Halimov y Fezer, 1989; Laity, 1994,

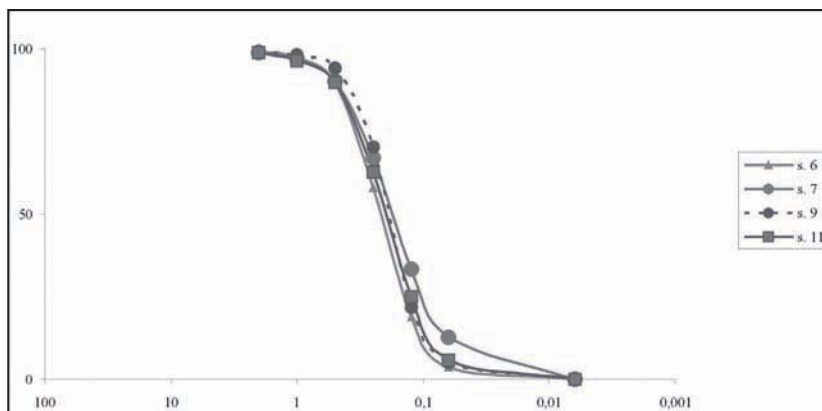


Figura 7. Curvas granulométricas de cuatro muestras de arenas eólicas.
 Figure 7. Granulometric curves of 4 samples on the aeolian sands.

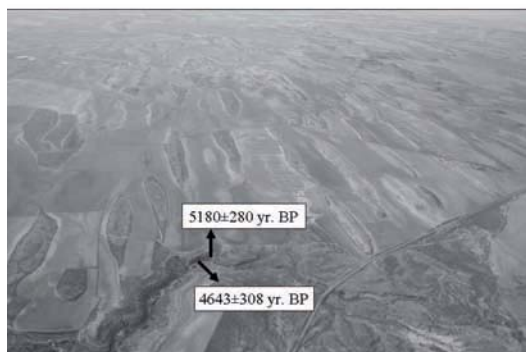


Figura 8. Fotografía aérea oblicua de un campo de crestas y swales, incididos por un gully. Oeste de Quinto de Ebro (Depresión del Ebro). Las dataciones están realizadas con OSL.

Figure 8. Oblique aerial photograph of ridges and swales cut by a gully. West of Quinto de Ebro. OSL dated.

2008, 2009; Goudie, 2007). Estos *yardangs* son de tipo rocoso (Hedin, 1903) y pueden clasificarse como meso-mega yardangs (Cooke et al., 1993; Livingstone y Warren, 1996; Goudie, 2007). Las crestas y corredores son paralelos a la dirección del viento dominan-

te (Fig. 3) y, a su vez, coinciden con el rumbo de un grupo de diaclasas (Fig. 2). Las morfologías son del tipo crestas alargadas, lomos de ballena (*whalebacks*), mesas y conos (Halimov y Fezer, 1989). Las últimas se producen por erosión, que desmembra las crestas (Fig. 9). Entre las crestas se desarrollan amplios corredores con sección en forma de U (Laity, 1994; Breed et al., 1997) sin canales paralelos en el fondo (Blackwelder, 1934) e incididos únicamente por un barranco perpendicular (Fig. 8). Las crestas son de techo aplanado, al afectar a rocas sedimentarias con disposición horizontal, la cornisa son yesos y las laderas están parcialmente recubiertas e incididas, en ocasiones, por regueros. En las cornisas no se observan microformas eólicas. La longitud máxima de las crestas es de 970 m. Estas crestas y corredores son similares a los descritos en la región de Bujaraloz (Gutiérrez-Elorza et al., 2002), aunque de mayor tamaño. Las laderas de barlovento tienen una mayor inclinación, unos 30°, que las de sotaven-



Figura 9. A la izquierda de la fotografía, *ridge* con un amplio *swale*; a la derecha se reconoce una mesa y un cerro cónico. Oeste de Quinto de Ebro (Depresión del Ebro).

Figure 9. To the left, ridge with a wide swale; to the right, it is recognize a mesa and a conical hill. West of Quinto de Ebro (Ebro Depression).

to, cuya pendiente es del orden de 15°. No obstante, en algunas crestas alargadas se observa que el buzamiento de las laderas de barlovento y sotavento son parecidas. Los corredores presentan dimensiones muy variables, y la evolución de los corredores produce la compartimentación de los *yardangs* en formas de dimensiones menores (Halimov y Fezer, 1989). La potencia de los sedimentos de los corredores, obtenida en la incisión del *gully*, no supera los 5 m y los depósitos son de tipo arenoso. Estos sedimentos han sido datados por OSL próximos al contacto con las arcillas miocenas y han suministrado edades de 5180±280 yr. BP y 4643±308 yr. BP.

5. Discusión y evolución

Los Torrollones de Gabarda presentan una problemática relativamente compleja. En primer lugar, en estos relieves residuales no se observa ninguna dirección que permita clasificarlos como *yardangs*. Se trata de formas en planta más o menos equidimensionales, lo que conduce a clasificarlos como relieves residuales o *inselbergs* (Grolhier et al., 1980). La litología, constituida por alternancia de areniscas y limolitas, junto con la fracturación que presentan, influyen de manera determinante en la evolución de estos relieves residuales.

La presencia de acumulaciones eólicas en el frente de los *yardangs* ha sido señalada por Whitney (1985). Tienen forma de dunas de media luna, resultantes de flujos de retorno alrededor de los flancos y de rebote en el flanco de barlovento, que también señala Embabi (1999). Esta última interpretación coincide con los flujos descritos para antidunas o dunas eco (Clos-Arceduc, 1969; Warren, 1979; Tsoar, 1983). Estas dunas se originan cuando la inclinación de la ladera de barlovento supera los 55-60° (Tsoar, 1983; Lancaster, 1995).

La singularidad de estos relieves residuales existentes en climas semiáridos se debe a la presencia de acumulaciones eólicas fijas sobre los bancos de areniscas, resultantes de meteorización diferencial. Los depósitos eólicos ascienden como dunas rampantes (*climbing dunes*) y se sedimentan en el techo de los bancos de areniscas horizontales, donde necesitan nuevos impulsos para ascender. Las laderas con pendientes superiores a 55° tienen pequeños flujos de retorno y no afectan a la arena, que tiende a trepar (Tsoar, 1983). Las arenas se depositan a lo largo del tiempo cuando están formados los bancos de areniscas y eso explica que las acumulaciones eólicas se dispongan en altura de más antiguas a más jóvenes.

Los sedimentos eólicos nos hablan del influjo de la erosión eólica en el modelado de estos relieves, pero como no presentan dirección de alargamiento no se pueden considerar como *yardangs*. A los procesos eólicos se superponen, a lo largo del tiempo, la acción fluvial y los procesos de meteorización, fundamentalmente gelifracción, humectación y secado y meteorización salina. A éstos hay que añadir la extensión lateral y el *mass wasting*.

Por consiguiente, son varios los procesos que intervienen en la evolución de estos relieves residuales. Los relieves residuales se individualizan básicamente por acción fluvial que desmantela los espacios entre los mismos, que deben estar constituidos por estratos de arenisca de poca potencia. A partir de 3600-2900 yr. BP se depositan las primeras arenas eólicas al pie y en los bancos de los relieves residuales. Estos momentos pueden corresponder al comienzo de una etapa de características más áridas. Las crestas y corredores se han citado en ambientes hiperáridos, aunque estos últimos son de tamaño mucho mayor que los de Quinto de Ebro. Para su formación se

aduce a complejas interacciones entre factores internos (litología y estructura) y factores externos (vientos unidireccionales, sistemas de flujo que rodean los *yardangs* y partículas abrasivas) (Greeley e Iversen, 1985). También operan en su génesis procesos no eólicos como abarrancamiento (*gullying*), meteorización y *mass wasting*. La acción de la red fluvial como agente generador del *yardang* la proponen numerosos autores (Mainguet, 1968, 1970, 1972; McCauley et al., 1977; Halimov y Fezer, 1989; Cooke et al., 1993; Laity, 1994, 2008, 2009; Goudie, 1999; Embabi, 1999; Vincent y Catán, 2006). Como se consideran generados en ambientes hiperáridos, en los que se produce la parálisis de la erosión hídrica (Oberlander, 1997), tiene que haberse producido un cambio climático significativo, a partir del cual se manifieste claramente la incisión fluvial. El ambiente hiperárido lleva implícito la práctica inhibición de la escorrentía y de los procesos de meteorización en los que interviene el agua (gelifracción, humectación y secado y meteorización salina).

En una primera fase de la generación de las crestas y corredores de Quinto de Ebro, la red fluvial incide en las fracturas NW-SE que constituyen zonas más lábiles, ensanchándolos y formando *gullies* (Ward y Greely, 1984; Embabi, 1999; Cooke et al., 1993). En nuestro caso, al tratarse de yesos también juega un papel importante la disolución. Con un cambio a climas más áridos, la acción eólica adquiere mayor importancia y los corredores anteriormente generados se ensanchan (Blackwelder, 1934). Los procesos de meteorización y *mass-wasting* coadyuvan en el ensanchamiento de los corredores y junto con el retroceso paralelo de las laderas de las crestas, conduce al desarrollo de morfologías de crestas alargadas, en lomo de ballena, mesas y colinas cónicas, dispuestas en la dirección del viento dominante. La excavación inicial de

los corredores parece tener lugar al menos desde 5000-4000 yr. BP.

Las acumulaciones eólicas de Quinto de Ebro sugieren un periodo árido, al menos entre 5,2 y 4,6 Ka y una etapa de mayor disponibilidad hídrica en la que se encaja la red fluvial, con posterioridad a 4,6 Ka.

Es importante indicar las relaciones paleoclimáticas obtenidas por estudios de testigos de sondeo en diferentes lagunas saladas del centro de la Depresión del Ebro y Prepirineos. Se pone de manifiesto una evidente correlación con el periodo de intensificación de la aridez y acción antrópica, tales como fuego, deforestación, prácticas agrícolas y pastoralismo (González-Sampériz et al., 2008; Morelló et al., 2009), que facilitan la deflación y corresponde en nuestro caso a las arenas eólicas. En los sistemas lacustres se observa un claro descenso entre 4,2-0,8 Ka (Morellón et al., 2008). En el Holoceno superior el influjo de la actividad antrópica supera a los cambios climáticos (Valero-Garcés et al., 2000) y se reconocen niveles lacustres fluctuantes durante los últimos 800 años (Morellón et al., 2008).

Referencias bibliográficas

- Ascaso, A. & Cuadrat, J.M. (1981). El clima. En: *Geografía de Aragón* (A. Higuera, ed.). Guara, Zaragoza, 93-140.
- Blackwelder, E. (1934). Yardangs. *Geological Society of America Bulletin*, 45, 159-166.
- Breed, C.S., McCauley, J.E., Whitney, M.I., Tchakarjian, V.P. & Laity, J.E. (1997). Wind erosion in drylands. En: *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Dry-lands* (D.S.G. Thomas, ed.). Wiley, Chichester, 437-464.
- Clos-Arceuduc, A. (1969). *Essai d'explication des formes duanières sahariennes*. Études des Photo-Interpretation. Institute Géographique National. Paris, 66 pp.
- Colomer, M.V., Navarro, J.J., Hernández, A., Ramírez, J., Rodríguez, R., Badiano, F., Ramírez, J., Cuenca, G., Pozo, M. & Casas, J. (2006). *Memoria y Mapa*

- geológico de Pina de Ebro (nº 412). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 94 pp.
- Cooke, R.U., Warren, A. & Goudie, A. (1993). *Desert Geomorphology*. UCL Press, London, 526 pp.
- Cuadrat, J.M. (2004). El Clima de Aragón. En: *Geografía Física de Aragón, Aspectos Generales y Temáticos* (J.L. Peña, L.A. Longares & M. Sánchez, eds.). Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza, 15-26.
- Desir, G., Gutiérrez Elorza, M., Gutiérrez Santolalla, F. & Marín, C. (2010). Las formas y depósitos eólicos de la Depresión del Ebro. En: *Las dunas en España* (E. Sanjaume & F.J. Gracia, eds.). Sociedad Española de Geomorfología (en prensa).
- Embabi, N.S. (1999). Playas of Western Desert, Egypt. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae Geologica-Geographica*, 160, 5-47.
- González-Sampérez, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Morellón, M., Navas, A., Machín, J. & Delgado-huertas, A. (2008). Vegetation changes and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Late Glacial period: Saline lake records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259, 157-181.
- Goudie, A.S. (1999). Wind erosional landforms: yardangs and pans. En: *Aeolian Environments, Sediments and Landforms* (A.S. Goudie, I. Livingstone, I. & S. Stokes, eds.). Wiley, Chichester, 167-180.
- Goudie, A.S. (2007). Mega-yardangs: A global analysis. *Geography Compass*, 1, 65-81.
- Greeley, R. & Iversen, J.D. (1985). *Wind as a Geological Process on Earth, Mars, Venus and Titan*. Cambridge University Press, Cambridge, 333 pp.
- Grolier, M.J., McCauley, J.F. Breed, C.S. & Embabi, N. (1980). Yardangs of the Western Desert. *Geographical Journal*, 146, 86-87.
- Gutiérrez, M & Ibáñez, M.J. (1979). Las gnammas de la región de Alcañiz. *Estudios Geológicos*, 35, 193-198.
- Gutiérrez-Elorza, M., Desir, G. & Gutiérrez-Santolalla, F. (2002). Yardangs in the semiarid central sector of the Ebro Depression (NE Spain). *Geomorphology*, 44, 155-170.
- Gutiérrez, M., Desir, G., Gutiérrez, F., Sánchez, J.A., Castañeda, C. & Lucha, P. (2005). *Aeolian landforms and saline lakes (Central Ebro Basin)*. Sixth International Conference on Geomorphology. Field Trip Guides, vol.1, 145-227. Zaragoza.
- Halimov, M. & Fezer, F. (1989). Eight yardang types in Central Asia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33, 205-217.
- Hedin, S. (1903). *Central Asia and Tibet*. Charles Scribner and Sons. New York. 2. vol. 608 pp.
- Hörner, N.G. (1932). Lop-Nor. *Geografiska Analer*, 14, 297-231.
- Jahn, A. (1964). Slopes morphological features resulting from gravitation. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band*, 5, 59-72.
- Laity, J.E. (1994). Landforms of eolian erosion. En: *Geomorphology of Desert Environments* (A.D. Abrahams & A.J. Parsons, eds.). Chapman & Hall, London, 506-537.
- Laity, J.E. (2008). *Deserts and Desert Environment*. Wiley-Blackwell, Chichester, 342 pp.
- Laity, J.E. (2009). Landforms, landscapes and processes of aeolian erosion. En: *Geomorphology of Desert Environments* (A.J. Parsons & A.D. Abrahams, eds.). Second edition. Springer, Berlin, 597-627.
- Lancaster, N. (1995). *Geomorphology of Desert Dunes*. Routledge, London, 290 pp.
- Livingstone, I. & Warren, A. (1996). *Aeolian Geomorphology*. Longman, Harlow, Essex, 211 pp.
- Longares, L.A. (2004). Planas y estepas del sector meridional del valle del Ebro. En: *Geografía Física de Aragón, Aspectos Generales y Temáticos* (J.L. Peña, L.A. Longares & M. Sánchez, eds.). Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza, 275-287.
- López, F., Cabrera, M., & Cuadrat, J.M. (2007). *Atlas Climático de Aragón*. Departamento de Medio Ambiente, Gobierno de Aragón, Zaragoza, 222 pp.
- Mainguet, M. (1968). Le Borkou, aspect d'une modelé éolien. *Annales de Géographie*, 77, 296-322.
- Mainguet, M. (1970). Un étonnant paysage: les canelures gréseuses de Bembéché (N du Chad). Essai d'explications géomorphologique. *Annales de Géographie*, 79, 58-66.
- Mainguet, M. (1972). *Le Modelé des Grés. Problemes Généraux*. Institut Géographique National, Paris, 657 pp.
- McCauley, J.F., Grolier, M.J. & Breed, C.S. (1977). Yardangs. En: *Geomorphology in Arid Regions* (D.O. Doehring, ed.). Allen and Unwin, London, 233-269.
- Mensúa, S. & Ibáñez, M.J. (1977). *Sector central de la Depresión del Ebro. Mapa de terrazas fluviales y glaciares de la Depresión del Ebro*. 3ª Reunión Nacional del Grupo de Trabajo del Cuaternario, Zaragoza, 18 pp.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Moreno, A., González-Sampérez, P., Mata, P., Romero, O., Maestro, M. & Navas, A. (2008). Holocene palaeohydrology and climate variability in northeastern Spain: The sedimentary record of Lake Estanya (Pre-Pyrenean range). *Quaternary International*, 181, 15-31.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas-Vilarrúbia, T., González-Sampérez, P., Romero, O., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Moreno, A., Rico, M. & Corella, J.P. (2009). Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: The Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews*, 28, 2582-2599.
- Oberlander, T.M. (1997). Slope and pediment systems. En: *Arid Zone Geomorphology* (D.S.G. Thomas, ed.). Wiley, Chichester, 135-163.
- Pasuto, A. & Soldati, M. (1996). Rock spreading. En: *Landslide Recognition, Identification, Movement and Causes* (A. Dikau, D. Brundsen, L. Schrott & M.L. Ibsen, eds.). Wiley, Chichester, 122-136.

- Puigcercús, J.A., Valero, A., Navarro, J., Terrén, R., Zubiaur, R., Martín, F. & Iniesta, G. (1994). *Atlas Eólico de Aragón*. Gobierno de Aragón, Zaragoza, 127 pp.
- Quirantes, J. (1978). *Estudio Sedimentológico y Estratigráfico del Terciario Continental de los Monegros*. Institución Fernando El Católico, C.S.I.C., Zaragoza, 200 pp.
- Rodríguez, J. & Navascués, L. (1982). La tafonización de las areniscas miocenas en los alrededores de Huesca. *Tecniterrae*, 49, 7-12.
- Sancho, C. & Belmonte, A. (2000). *Bases geológicas, geomorfológicas, paisajísticas y arqueológicas para el aprovechamiento cultural de la Plana de Mobache y los Torrollones de Gabarda (Monegros, Huesca)*. Publicaciones del Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, 24, Zaragoza, 128 pp.
- Sancho, C. & Benito, G. (1990). Factors controlling tafoni weathering in the Ebro Basin, (NE, Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 34, 165-177.
- Sancho, C., Peña, J.L., Belmonte, A., Souza, V., Fort, R., Longares, L.A. & Sopena, M.C. (2004). El modelado de los Torrollones de Gabarda (Monegros, Huesca). En: *Geografía Física de Aragón, aspectos generales y temáticos* (J.L. Peña, L.A Longares & M. Sánchez, eds.). Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza, 330-343.
- Tsoar, H. (1983). Wind tunnel modelling of echo and climbing dunes. En: *Eolian Sediments and Processes* (M.E. Brookfield, T.S. Ahdbrandt, eds.). Elsevier, Amsterdam, 247-259.
- Tsoar, H. & Pye, K. (1987). Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology*, 34, 139-154.
- Valero-Garcés, B., Navas, A., Machí, J., Stevenson, T. & Davis, B. (2000). Responses of a saline lake ecosystem in a semiarid region to irrigation and climate variability. *Ambio*, 26, 344-350.
- Valle, J. del (1996). *El clima del Prepirineo Central y Occidental Aragonés y sus Somontanos*. Publicaciones de Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, 5, Zaragoza, 327 pp.
- Vincent, P. & Catan, F. (2006). Yardangs of the Cambro-Ordovician Saq sandstones, North-West Saudi Arabia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 50, 305-320.
- Ward, A.W. & Greeley, R. (1984). Evolution of yardangs at Rogers Lake, California. *Bulletin of the Geological Society of America*, 95, 829-837.
- Warren, A. (1979). Aeolian processes. En: *Process in Geomorphology* (C. Embleton, J. Thornes, eds.). Arnold, London, 325-351.
- Whitney, M.I. (1985). Yardangs. *Journal of Geological Education*, 33, 93-96.