

# Campos de dunas y mantos eólicos de Tierra de Pinares (Sureste de la cuenca del Duero, España)

M. Bernat Rebolal<sup>(1)</sup> y A. Pérez-González<sup>(2)</sup>

(1) Instituto Geológico y Minero de España. c/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.  
E-mail: m.bernat@igme.es

(2) Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Ciencias Geológicas. Departamento de Geodinámica.  
Avda. Complutense, s/n. 28040 Madrid.  
E-mail: alfredog@geo.ucm.es

## RESUMEN

Se describe la distribución espacial y características geomorfológicas de los mantos eólicos y campos de dunas del sureste de la cuenca del Duero. Los campos de dunas más significativos en los que se centra el estudio son seis: La Parrilla, Montemayor de Pililla, Arévalo, Mudrián, Sanchonuño-Lastras de Cuéllar y Cantalejo. En los campos de dunas, los vientos del oeste y suroeste fueron los constructores de las diferentes morfologías dunares, entre las que destacan las dunas parabólicas, tanto simples como compuestas, estas últimas formadas principalmente por unión de formas simples. El predominio de los mantos eólicos y de las dunas parabólicas indica el papel activo de una cubierta vegetal abierta en la formación del sistema eólico. Las nuevas dataciones de depósitos dunares realizadas por termoluminiscencia (TL) indican que el desarrollo dunar se habría producido fundamentalmente durante el intervalo 12,6-9 ka BP, correspondiente al evento frío y árido del *Dryas reciente* y al Holoceno temprano. También se han puesto en evidencia las diferencias texturales y en las dimensiones de los cuerpos dunares entre los depósitos eólicos de las zonas de campiña y los páramos. Finalmente, en la parte oriental de Tierra de Pinares, existen procesos eólicos actuales con formación de *ripples*, *nebkhas* y *blowouts*, así como caras de avalancha esporádicamente activas. El cambio climático, los incendios forestales y el uso intensivo de vehículos todoterreno constituyen los mayores riesgos de desestabilización de los depósitos eólicos de la cuenca del Duero.

Palabras clave: Cuenca del Duero, depresiones y surcos de deflación, *Dryas reciente*, dunas parabólicas, mantos eólicos

## ***Dunefields and sand sheets of Tierra de Pinares (Southeastern of Duero basin, Spain)***

### ABSTRACT

*The paper describes the spatial distribution and geomorphological characteristics of the aeolian sand-sheets and dunefields in southeast of Duero basin. Six significative dunefields were selected to study: La Parrilla, Montemayor de Pililla, Arévalo, Mudrián, Sanchonuño-Lastras de Cuéllar and Cantalejo. The dune forms of studied dunefields were created by western and southwestern winds. Simple and compound parabolic dunes predominate, the last ones formed by union of simple dunes. The predominance of sand sheets and parabolic dunes indicate the active role of open vegetation cover in the eolian system formation. The new luminescence (TL) data of dune deposits indicate that the main dune development occurred between 12,6 and 9 ka BP, that is, during the cold and arid Younger Dryas episode and the late Holocene. Evidences on different texture and dune body size between lowlands and highlands aeolian sediments are given too. Finally, in the eastern zone of the system, aeolian processes occur at the present with ripples, nebkhas and blowout formation, active sporadically slipfaces are present too. The main risks of destabilization of eolian sediments are constituted by climate change, fire, and the use of four-wheel drive vehicles.*

*Key words: aeolian sand-sheets, blowouts and wind-farrows, Duero Basin, parabolic dunes, Younger Dryas*

## Introducción

Los depósitos eólicos del sureste de la cuenca del Duero junto con los asociados al río Guadiana en Extremadura y los situados en la Llanura manchega, forman los tres complejos eólicos del Cuaternario reciente más importantes del interior peninsular (Borja Barrera y Pérez-González, 2001). De todos

ellos, los campos de dunas y mantos eólicos de la cuenca del Duero son los de mayor extensión, ocupando centenares de Km<sup>2</sup>, desde los sectores centrales de la cuenca hasta casi el pie del Sistema Central, a lo largo de las provincias de Ávila, Segovia y Valladolid, y recubriendo tanto las zonas de campiña como los altos páramos miocenos del interior de la cuenca. Estos depósitos se encuentran fundamental-

mente en la comarca natural de Tierra de Pinares que toma este nombre por la presencia más o menos continua de una masa forestal de pino resinero (*Pinus pinaster*) y en menor medida de pino piñonero (*Pinus pinea*). Estos pinares, en principio autóctonos (Calonge, 1987; Allué *et al.*, 1995), tuvieron una gran expansión con las repoblaciones iniciadas en la segunda mitad del siglo XIX (Cortázar, 1877 y 1891) y sobre todo a partir de los años 40 del siglo XX (ICONA, 1995) para su aprovechamiento por la industria resinera aunque también por su papel ecológico y de fijación de dunas.

A las extensas acumulaciones de arena de la cuenca del Duero, conocidas desde mediados del siglo XIX (Casiano de Prado, 1862; Cortázar, 1891) se les atribuía un origen fluvial pero es Hernández Pacheco (1923, a y b), quien asigna inequívocamente al viento su formación. Años más tarde, Bravard (1965), reconoce también la capacidad de deflación y transporte por el viento de las arenas. A partir de los años 70, se inician trabajos sedimentológicos sobre estos depósitos (Alexandre *et al.*, 1971; Casas *et al.*, 1972; Alcalá del Olmo, 1972 y 1974), siendo los estudios de Alcalá del Olmo los que aportaron las mayores precisiones texturales y mineralógicas. Según estos últimos, las arenas tendrían una composición media de minerales ligeros formada por un 62,5 % de cuarzo, un 35 % de feldespatos y un 2,5 % de fragmentos de rocas y micas, mientras que la fracción de minerales pesados está definida por la asociación turmalina-granate-andalucita, con una composición media del 35, 25 y 12 % respectivamente. Pérez-González (1982), interpreta estos arenales como producto de la removilización eólica mediante vientos procedentes del SO y del O, de las terrazas cuaternarias y arcosas mioceanas, de manera que las características texturales de los depósitos son muy variables y dependen fundamentalmente de sus áreas madre; así, las arenas procedentes de los depósitos fluviales están mejor clasificadas y se acumulan en tamaños de arena media-fina, mientras que las de origen principal en las facies arcósicas terciarias están poco clasificadas y tienen sus tamaños medios más gruesos. Las cartografías geomorfológicas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (Del Olmo Zamora y Gutiérrez Elorza, 1982; Portero García y Gutiérrez Elorza, 1982; Portero García, *et al.*, 1982; Olivé Davo y Gutiérrez Elorza, 1982; Carreras Suárez y Gutiérrez Elorza, 1982; Fernández *et al.*, 1991a y b; Cabra Gil, 1993) han mejorado los límites conocidos y la posición geomorfológica de las dunas y mantos eólicos en la cuenca del Duero. También hay que tener en cuenta los trabajos de Temiño *et al.* (1997), Díez-Herrero y Bateman (1998), Bateman y Díez-Herrero

(1999 y 2001), Díez-Herrero *et al.* (2002) y García Hidalgo *et al.* (2002) por sus interpretaciones sedimentológicas y dataciones de las acumulaciones eólicas de la parte centro-oriental de Tierra de Pinares. Más recientemente, el trabajo de Desir *et al.* (2003) sobre el origen y evolución de playas en la región de Coca (cuenca del Duero), pone de manifiesto la responsabilidad del viento en la excavación inicial de la cobertera aluvial cuaternaria y la posterior profundización del fondo de las playas por deflación.

## Objetivos y método

El objetivo del trabajo ha sido determinar la distribución espacial de los mantos eólicos y campos de dunas de Tierra de Pinares y hacer un análisis geomorfológico detallado de ambos medios morfosedimentarios, en especial de los campos de dunas más significativos. Este análisis incluye una clasificación morfodinámica de las formas de acumulación y deflación eólica, la caracterización morfológica y morfométrica de los cuerpos dunares, la determinación de la naturaleza de las áreas interdunares y la observación de los procesos eólicos actuales. También se pretende realizar un estudio e interpretación de las principales formas de acumulación y deflación eólica. Finalmente, se estudia el marco ambiental de los depósitos eólicos y se contribuye al conocimiento cronológico de los mismos mediante la datación de cuatro depósitos dunares distribuidos a lo largo de Tierra de Pinares.

En cuanto a la metodología, en primer lugar se ha realizado una aproximación a la zona de estudio mediante una revisión de la bibliografía existente y la realización de un mapa geomorfológico síntesis (Fig. 1) a partir de los mapas geomorfológicos de la serie MAGNA a escala 1:50.000 y cartografías de elaboración propia. Mediante el uso de mosaicos de fotografías aéreas (vuelo americano, año 56) se han trazado los límites de los campos de dunas y a continuación se ha procedido a realizar una cartografía geomorfológica detallada de las áreas más significativas identificándose las distintas morfologías dunares (Fig. 2). El trabajo de campo ha consistido en la comprobación de la cartografía realizada en fotografía aérea, mediciones morfométricas de las formas dunares, observación de las estructuras sedimentarias de los depósitos eólicos (visita de canteras y realización de calicatas), así como la toma de muestras para hacer análisis sedimentológicos y establecer cronologías de deposición eólica mediante técnicas de termoluminiscencia.

## El sistema eólico de Tierra de Pinares

Los arenales de origen eólico se encuentran recubriendo las terrazas y superficies de erosión plio-cuaternarias, los sedimentos terciarios de distinta naturaleza (facies conglomeráticas, arenosas, limosas y margosas) y los materiales mesozoicos y paleozoicos (pizarras, esquistos, cuarcitas, granitoides, areniscas dolomíticas, dolomías, calizas y margas) de los macizos satélites del Sistema Central. Este sistema eólico está caracterizado por dos medios morfosedimentarios principales, los mantos eólicos y los campos de dunas, cuyas características geomorfológicas se describen a continuación.

### Mantos eólicos

Los mantos eólicos o "sand sheets", con unos 1.500 Km<sup>2</sup> de extensión, son los depósitos con mayor distribución areal de Tierra de Pinares, pero debido a las labores de repoblación forestal su topografía superficial sólo se aprecia en algunas zonas menos alteradas. Se trata de acumulaciones de arena con morfologías planas o ligeramente onduladas que recubren las irregularidades del substrato con espesores que oscilan entre los pocos centímetros hasta los 4-5 m. En ellos pueden aparecer de forma aislada cuerpos dunares con morfología poco significativa o sin caras de avalancha definidas, así como depresiones de deflación de tamaño variable.

Las arenas que forman los mantos eólicos en los páramos suelen tener un tamaño de muy fino a fino (0,060-0,250 mm), por el contrario, en la campiña predomina el tamaño medio-grueso (0,250-1 mm) en las zonas occidentales y un tamaño fino-medio (0,125-0,500 mm) en los depósitos más orientales. En los mantos eólicos occidentales se observan sets de arenas gruesas y muy gruesas e incluso con microcantos de hasta 6-7 mm de diámetro; estos depósitos se interpretan como "zibars" que para Kokurek y Nielson (1986) son dunas sin caras de avalancha y construidas por partículas muy gruesas. El aumento del grosor y la mala clasificación de las arenas se relaciona con áreas madre a barlovento formadas por facies arcóscicas terciarias. Las estructuras internas observadas en diversos afloramientos consisten en laminaciones paralelas-subparalelas, ligeramente onduladas y estratificaciones cruzadas de muy bajo ángulo, todas ellas a gran escala. El espesor de las laminaciones es variable oscilando entre milímetros y centímetros. También se observan arenas masivas de espesor variable (0.3-0.8 m) hacia el techo de los mantos eólicos, producto probablemente de biotur-

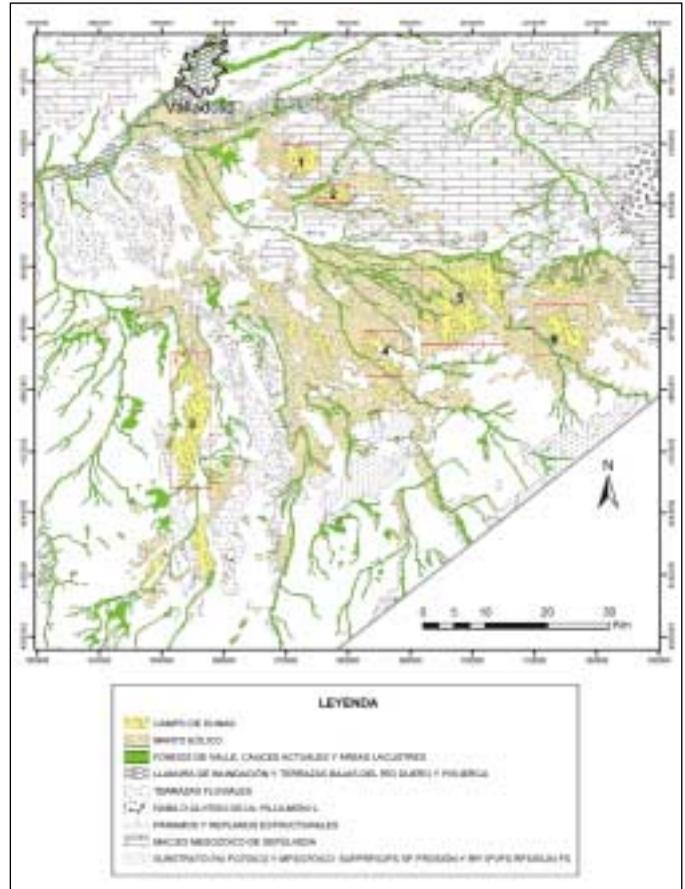


Fig. 1. Mapa geomorfológico síntesis del sureste de la cuenca del Duero. Campos de dunas: 1- Páramo y cuevas de la Parrilla; 2- Páramo de Montemayor de Pililla; 3- Arévalo; 4- Mudrián; 5- Sanchonuño-Hontalbilla-Lastras de Cuéllar; 6- Cantalejo  
 Fig. 1. Geomorphological sintetic map of southeast Duero basin. Dunefields: 1- Highland and slopes of La Parrilla; 2- Highland of Montemayor de Pililla; 3- Arévalo; 4- Mudrián; 5- Sanchonuño-Hontalbilla-Lastras de Cuéllar; 6- Cantalejo

baciones, acciones antrópicas (labores de repoblación forestal) o removilizaciones eólicas que habrían destruido la estructura interna del depósito.

En la parte septentrional de la zona de estudio, los mantos eólicos aparecen asociados a las llanuras de inundación y terrazas bajas de los ríos Eresma, Duero y Pisuerga, tratándose en general de depósitos de poco espesor (0,5-1,5 m). Su posición geomorfológica indicaría un origen relativamente reciente (Holoceno) y sus áreas fuente más probables serían los depósitos fluviales, sin descartarse en la parte más occidental áreas fuentes terciarias (Facies Tierra de Campos y Serie detrítica eocena-oligocena).

En los páramos, el análisis detallado de los arenales permite apreciar lo siguiente:

- Los arenales más orientales situados sobre el páramo se encuentran próximos a grandes valles

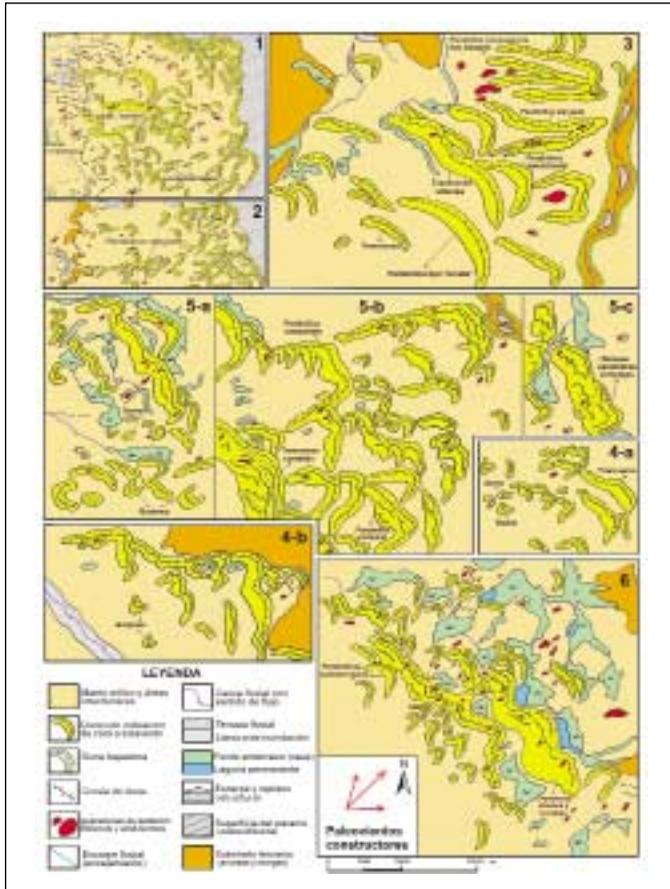


Fig. 2. Cartografía geomorfológica de diferentes zonas de los campos de dunas estudiados: 1- La Parrilla; 2- Montemayor de Pililla; 3- Arévalo; 4- Mudrián (4a: Sector NO, 4b: Sector S-SO); 5- Sanchoño-Lastras de Cuéllar (5a: Barlovento, 5b: Área central, 5c: Sotavento); 6- Cantalejo

Fig. 2. Geomorphological cartography of different areas of the studied dunefields: 1- La Parrilla; 2- Montemayor de Pililla; 3- Arévalo; 4- Mudrián (4a: NW sector, 4b: S-SW sector); 5- Sanchoño-Lastras de Cuéllar (5a: Upwind area, 5b: Central area, 5c: Dowing area); 6- Cantalejo

abiertos hacia el oeste como es el caso del valle del río Henar, en cuyos márgenes aparecen manchas de arenas eólicas.

- Los espesores de los mantos eólicos disminuyen progresivamente de oeste a este, oscilando entre los 1-2 m hasta los 0,3-0,2 m en los depósitos más orientales.
- La naturaleza de las arenas eólicas de los páramos es silíceas, al igual que en las zonas de campiña, sin que existan componentes carbonáticos que sugieran un área fuente local en las calizas miocenas. Por el contrario, el tamaño medio de las arenas es menor que en las zonas de la campiña y están mejor clasificadas. Además, los estudios morfoscópicos de los granos de cuarzo realizados por

Alcalá del Olmo (1972-74), muestran una mayoría de subredondeados mates, pero con una alta proporción de granos subangulosos mates en zonas de campiña y la casi ausencia de estas morfologías en los arenales situados sobre los páramos, lo cual, indicaría una mayor madurez de los mismos.

Por último, los principales mantos eólicos de la cuenca del Duero se encuentran en el centro de la Tierra de Pinares, apareciendo como extensas superficies arenosas atravesadas por los ríos Eresma, Pirón y Cega y limitados al norte por el páramo de Cuéllar, mientras su borde sur lo constituye el macizo de Nieva. Estos arenales son los que tienen mayores potencias medias (2-3 m) y son el origen de las dunas que formaron los campos de dunas mejor desarrollados de la cuenca.

### Campos de dunas

En el Cuadro 1 se muestra una síntesis de las características más significativas que se han observado en los diferentes campos de dunas estudiados. Las arenas que forman los depósitos dunares son de textura variable, predominando en general el tamaño medio y medio-grueso, pudiendo contener sets de arenas gruesas y muy gruesas que son más frecuentes en la parte occidental y suroccidental de Tierra de Pinares, y con una tendencia hacia arenas más finas en la zona oriental de la campiña y los páramos. Estos depósitos presentan laminaciones cuyo espesor oscila entre los tamaños milimétricos y centimétricos. En cuanto a las estructuras internas, predomina la estratificación cruzada planar a gran escala, de medio y alto ángulo, con inclinación de las laminaciones que indican direcciones de transporte coincidentes con los paleovientos efectivos que se deducen de las morfologías dunares (O, SO y SSO). Aunque escasas, también se identifican laminaciones deformadas en la parte inferior y a sotavento de algunas dunas, interpretándose como producto de procesos de avalancha.

Los espacios interdunares son zonas de bajo relieve y topográficamente deprimidas que se encuentran entre las dunas, tienen la misma naturaleza morfológica y sedimentológica que los mantos eólicos, y dependiendo de la presencia o no de zonas con encharcamientos temporales o permanentes, se definen como áreas interdunares húmedas (Fig. 4) o secas. Los campos de dunas desarrollados sobre los páramos y la parte occidental de la campiña carecen de áreas interdunares húmedas, sin embargo, estas se incrementan a medida que nos desplazamos hacia el Este. García Hidalgo *et al.* (2002), proponen la acu-

Nombre del campo de dunas y extensión	Posición geográfica y/o substrato	Clasificación morfodinámica:		Características morfológicas/morfométricas	Naturaleza de las zonas interdunares y Paleovientos efectivos
		Formas de acumulación principales	Acum.-deflación		
<b>Piramo y cuevas de la Parilla</b> Ext.: 12 Km <sup>2</sup>	Las arenas eólicas recubren las cuevas (facies Cuartas: margas, arcillas y yesos) y la caliza micosa del piramo inferior.	<b>Parabólicas simples</b> del tipo Semicircular y lobate (Pye, 1993) <b>Parabólicas compuestas</b> <b>Transversas</b> : rectilíneas y de crestas sinuosas <b>Longitudinales</b> <b>Dunas en domo</b>  Formas trepelóns en las cuevas.	<b>Blowouts y sacos de deflación o wind-farrows</b> : en el manto eólico y en farcos y crestas de las dunas mayores (preferentemente sobre dunas transversas).	<b>Parabólicas</b> : Relaciones largo/ancho: 0,8 - 1,45. Anchura brazos: 40-120 m. Long. Brazos: 200-800 m. Alturas de 6-9 m. Pda. flanco: sotavento 10-15°, barlovento 4-8° <b>Transversas</b> : triángulos, dimensiones que parabólicas. Long. Brazos: 250-300 m. Alturas Máx. de 15-12 m. Flanco: sotavento 15-15°, barlovento 4-7°. <b>Longitudinales</b> : Long. 800-700 m. Anch. 40-50 m. Alturas 5-6 m. Pda de flanco 8-10°. <b>Blowouts y Wind-farrows</b> : Depresiones alargadas en la dirección (E-O, SO-NE). Dim. Sobre dunas: Blowouts: 5-25 x 15-40 m. Wind-farrows: 15-45 x 90-250 m. Profundidad 1-3 m. Máx. Pda. 20-25°.	<b>Zonas interdunares secas</b> y con características similares al manto eólico adyacente ó con dunas irregulares de pequeñas dimensiones.  <b>Paleovientos</b> : SO
<b>Piramo de Mastanayor de Pevila</b> Ext.: 8 Km <sup>2</sup>	Las arenas eólicas recubren las cuevas (facies Cuartas: margas, arcillas y yesos) y la caliza micosa del piramo inferior.	<b>Parabólicas simples</b> : - Alargadas - Semicirculares y lobate (Pye, 1993) <b>Parabólicas compuestas</b> <b>Transversas</b> rectilíneas Longitudinales  Formas trepelóns en las cuevas.	<b>Blowouts y sacos de deflación o wind-farrows</b> : En los farcos y crestas de las dunas parabólicas y en el manto eólico.	<b>Parabólicas</b> : Relaciones largo/ancho: 1,5 - 3. Las más altas son del tipo "alargado". Anchura brazos: 25-80 m. Long. brazos: 150-600 m. En las "alargadas" raras de hasta 200 m y poco relieve (muy degradadas). Alturas de 4-8 m. Pda. flanco: sotavento 14-20°, barlovento 4-8° <b>Blowouts y wind-farrows</b> : Formas elípticas y alargada en la dirección (E-O, SO-NE). Máx. Pda. 12-30°. Dimensiones: Blowouts: 70 x 20-30. Wind-farrows 15-30 m x 80m. 0,5-2,5 m de profundidad. Máx Pda. 25-30°.	<b>Zonas interdunares secas</b> : En algún caso aflora el substrato calizo debido a erosión esporádica de las arenas.  <b>Paleovientos</b> : SO
<b>Arévalo</b> Ext.: 68 Km <sup>2</sup>	Las arenas eólicas recubren las terrazas fluviales del margen izquierdo del río Alaja y la superficie detrita plicocatenaria.	<b>Parabólicas simples</b> : tipo - Semicirculares y lobate (Pye, 1993) - Alargadas <b>Parabólicas compuestas</b> del tipo "alargadas" y porción de semicirculares. <b>Transversas</b> : - rectilíneas - sinuosas. <b>Dunas en domo</b>	<b>Sacos de deflación o wind-farrows</b> sobre brazos de dunas parabólicas	<b>Parabólicas</b> : Relaciones largo/ancho: 0,45-3,3 (las más altas son del tipo "alargadas", las bajas "semicirculares"). Anchura brazos: 150-350 m. Long. Brazos: 400-2000 m. Narices de hasta 700 m. Alturas Máx. 7-13 m. Crestas planas. Flanco: sotavento 9-12°, barlovento 3-8°. <b>Transversas</b> : Longitud 700 m-3 Km. Anch. 150-400 m. Alturas de 7-9 m. Flanco: sotavento 15-18°, barlovento 5-8°. <b>Sacos de deflación</b> : muy alargados (hasta 180-200 m) y algunos profundos (3-5 m) con dirección O-E y SO-NE.	<b>Zonas interdunares secas</b> : En algún caso aflora lecho de gravas y arenas del substrato de terrazas.  <b>Paleovientos</b> : O y SO.
<b>Madrién</b> Ext.: 16 Km <sup>2</sup>	Arenales eólicos recubren las terrazas fluviales del margen derecho del río Piron y superficies terciarias (conglomerados, arenas silíceas y lutitas).	<b>Parabólicas simples</b> del tipo semicircular y lobate (Pye, 1993) <b>Parabólicas compuestas</b> del tipo "en escalón" <b>Transversas</b> : - rectilíneas <b>Barjanes y domos</b>	<b>Áreas de deflación</b> sin formación de narices o encharcamientos temporales.	<b>Parabólicas</b> : Relaciones largo/ancho: 0,75-2. En general brazos abiertos y formando ángulos de 70-80°. Anchura brazos: 75-240 m. Long. Brazos: 120-1200 m. Narices muy poco desarrolladas. Alturas Máx. 7-9 m. Flanco: sotavento: Pda. sotavento 16-18°, barlovento 4-8°. <b>Transversas</b> : Longitud 400 m-1,8 Km. Anch. 100-400 m. Alturas de 3-14 m. Flanco: sotavento 18-20°, barlovento 5-6°. <b>Barjanes</b> : Pequeñas dimensiones. Long. 400 x Anch. 350 m Alt. 4m <b>Domas</b> : Dim. Long. 150 x Anch. 90-120 x Alt. 3-4 m.	<b>Zonas interdunares secas</b> (más abundantes) y húmedas. Espacios interdunares más cerrados en parte SE y con áreas de deflación en el resto muy amplios.  <b>Paleovientos</b> : O-SO
<b>Sanchón de Montañilla-Lastras de Cañiles</b> Ext.: 77 Km <sup>2</sup>	Arenales eólicos recubren las terrazas fluviales del margen derecho e izquierdo del río Cega, superficies terciarias y el substrato paleozoico-mesozoico del Macizo de Sta. María de Nieva.	<b>Parabólicas simples</b> : - Semicirculares, lobate y lobate (Pye, 1993) - Rampas parabólicas: sin depresión. (Haeberl (Pye, 1993) y García Hidalgo et al., 2001) <b>Parabólicas compuestas</b> formadas por acreción de simples. <b>Parabólicas complejas</b> : - Dunas complejas - Rampas complejas (García Hidalgo et al., 2001) <b>Transversas</b> : - rectilíneas - sinuosas Simples y Complejas, Barjanes y Domas	<b>Blowouts</b> (algunas activas) y <b>sacos de deflación o wind-farrows</b> sobre cuerpos dunares y arenas adyacentes.  <b>Áreas de deflación</b> sin formación de narices	<b>Parabólicas</b> : Relaciones largo/ancho: 0,4-1. Brazos helicoidales y algunos helicoidales. Brazos abiertos (73-667) y a veces muy poco desarrollados. Alturas máximas de 15-20 m. Flanco: Pda. sotavento 15-24°, barlovento 4-8°. Las rampas parabólicas complejas están crestas con alturas de 0,5-2 m. Frontes y crestas lobuladas. <b>Transversas</b> : Menos abundantes. Long. 500-1000 m. Anch. 250-450 m. Flanco: sotavento 15-22°, barlovento 6-8°. <b>Barjanes</b> : Pequeñas Dim. Long. 500 m x Anch. 250 m x Alt. 5-8 m. Brazos de 150-200 m. Domas: Dim. Long. 200 x Anch. 100-150 x Alt. 3-4 m. Ligeramente alargados en dirección O-E y SO-NE. <b>Blowouts</b> : Depresiones alargadas en la dirección (E-O, SO-NE). Dimensiones: Blowouts: 3-15 x 3-30 m. Wind-farrows: 10-30 x 40-180 m. Profundidad 1-2 m. Máx. Pda. 15-24°. Blowouts activas tienen dimensiones reducidas.	<b>Zonas interdunares secas y húmedas</b> . Frecuentes las áreas interdunares cerradas por conchas entre cuerpos dunares.  <b>Paleovientos</b> : SO
<b>Campo de dunas de Carbajal</b> Ext.: 26 Km <sup>2</sup>	Arenales eólicos recubren las terrazas fluviales del margen derecho del río Cega y superficies terciarias (conglomerados, arenas silíceas y lutitas).	<b>Parabólicas simples</b> : - Semicirculares, lobate y lobate (Pye, 1993) <b>Parabólicas compuestas</b> <b>Parabólicas complejas</b> : - rectilíneas - sinuosas Simples y Complejas, Barjanes y Domas	<b>Blowouts</b> muy abundantes y algunos activos. Siubros sobre cuerpos dunares, espacia interdunares y en arenas adyace  <b>Sacos de deflación o wind-farrows</b>  <b>Áreas de deflación</b>	<b>Parabólicas</b> : Relaciones largo/ancho: 0,4-1,5. Anchura brazos: 75-100 m. Long. Brazos: 120-300 m. Alturas de 6-7 m. Flanco: sotavento 14-16°, barlovento 4-8°. En algunos casos brazos subparalelos. <b>Transversas</b> : Long. 800-3200 m. Anch. 250-400 m. Flanco: sotavento 18-20°, barlovento 4-6°. Alturas 9-15 m. <b>Barjanes</b> : En el borde occidental, long 400 x Anch 200 x Alt. 5-6 m. Brazos de 120-130 m. <b>Blowouts</b> : Depresiones alargadas en la dirección (E-O, SO-NE). Dimensiones: Blowouts: 5-75 x 5-20. Profundidad 0,5-3 m. Máx Pda. 15-24°. Algunos activos. <b>Sacos de deflación</b> : Direccionales y alargados en dirección O-E o SO-NE). Profundidad: hasta 2,5 m.	<b>Zonas interdunares secas y húmedas</b> . En las áreas interdunares existen áreas de deflación con encharcamientos temporales o permanentes (narices y lagunas)  <b>Paleovientos</b> : SO y S-SO.

Cuadro 1. Características principales de los campos de dunas de Tierra de Pinares  
Cuadro 1. Main characteristics of Tierra de Pinares dunefields



Fig. 3. Vista desde barlovento de una pequeña duna parabólica de tipo lobate en V desarrollada sobre el páramo de Montemayor de Pililla; se aprecia la depresión central sobre la que avanza otro frente dunar

*Fig. 3. Small V-lobate parabolic dune of Montemayor de Pililla highland; we can see central depression and the advancing of another dune front in the first plane of the picture*



Fig. 4. Cara de avalancha de duna transversa (20 m altura) con 15-20° de inclinación y fondo tipo nava desarrollado en área interdunar húmeda. En primer plano se observa una cara a barlovento con pendiente muy baja (3-6°) de otra duna de tipo transversa. Campo de dunas de Lastras de Cuéllar

*Fig. 4. Slipface (dip: 15-20°) of crescentic dune (20 m high) and wet interdune area with pond development. The first plane of the picture show the upwind face (dip: 3-6°) of another crescentic dune*

mulación de los depósitos eólicos en un sistema eólico húmedo, controlado por la presencia y oscilación de un nivel freático próximo a la superficie que condicionaría los períodos de deflación y acumulación eólica (estabilización eólica con freáticos altos), al tiempo que existiría un control de la morfología dunar por parte de las láminas de agua permanentes. Pero las cartografías elaboradas en este trabajo (Fig. 2), muestran cómo la red de drenaje actual y áreas lacustres parecen adaptarse a las formas previamente establecidas, es decir, a las dunas, espacios interdunares y depresiones de deflación. Además, el modelo del sistema eólico húmedo no es aplicable a los depósitos eólicos desarrollados sobre los páramos, ya que las características hidrogeológicas de estos, habrían impedido el desarrollo de un nivel freático cercano a la superficie. Sin embargo, en los campos de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar y Cantalejo, aparecen niveles de arenas oscuras y pardo-rojizas intercaladas en los depósitos eólicos que se interpretan como niveles de reducción-oxidación asociados a áreas lacustres o a oscilaciones del nivel freático. Con el fin de determinar en estas zonas de Tierra de Pinares las interacciones del sistema eólico con láminas de agua permanentes o niveles freáticos altos, se están estudiando mediante calicatas las variaciones verticales y laterales de las distintas facies arenosas, aunque todavía no se dispone de resultados definitivos.

1. *Campo de dunas del páramo y cuestas de la*

*Parrilla*: Contiene numerosas dunas parabólicas (simples y compuestas) y en menor medida transversas de cresta sinuosa y longitudinales (Fig. 2.1). Las dunas parabólicas simples son del tipo semi-circular o *hemicyclic* (Pye, 1993), en su mayoría asimétricas con mayor desarrollo del brazo situado al N o NO de la depresión interna. Sobre las cuestas que enlazan la campiña con el páramo se observan dunas trepadoras de morfologías transversas, parabólicas y en domo. Además, existe una sobreimposición entre cuerpos dunares en el centro y borde NE (sotavento) del campo de dunas, con abundantes obliteraciones y reducción del espacio interdunar. Por otra parte, los *blowouts* mejor desarrollados se encuentran sobre las crestas aplanadas de las dunas parabólicas o transversas. Todas las dunas son relictas excepto algún *blowout* activo (de dimensiones métricas  $\approx 8 \times 14$  m) en la parte NO próxima a la Parrilla. Los paleovientos efectivos serían del SO.

2. *Campo de dunas del Páramo de Montemayor de Pililla*: Se trata de un campo de dunas (Fig. 2.2) con predominio de dunas parabólicas alargadas o *elongate parabolic* (Pye, 1993) con brazos paralelos y subparalelos. También tiene alguna duna parabólica de tipo *lobate* (Pye, 1993) en forma de V (Fig. 3) y en menor medida formas transversas y longitudinales. Al igual que en el campo de dunas de la Parrilla las dunas parabólicas compuestas se formarían por unión de varias parabóli-

cas simples, observándose también cierta asimetría en los cuerpos dunares con mayor desarrollo del brazo situado al N o NO de la depresión interna. Las crestas dunares están muy aplanadas por la erosión y contienen *blowouts*. Las morfologías de acumulación y deflación eólica señalan paleovientos efectivos del SO.

3. *Campo de dunas de Arévalo*: Este campo de dunas se concentra en una banda alargada de norte a sur con una longitud de unos 18 Km y una anchura aproximada de 3-3,5 Km. Contiene numerosas dunas parabólicas de distinto tipo (Fig. 2.3): compuestas *alargadas*, simples de tipo *semicirculares* y muy abiertas o *lobate* (Pye, 1993). También se encuentran algunas dunas transversas de cresta recta y sinuosa que hacia el suroeste (barlovento) disminuyen en tamaño (Fig. 2.3). Las crestas de las dunas se encuentran muy degradadas y aplanadas por la erosión, llegando a aflorar el horizonte Bt (arcilloso) del suelo en las tierras de cultivo situadas sobre ellas. Además, la cartografía geomorfológica permite diferenciar claramente dos generaciones de dunas, una primera formada por vientos del O con dunas parabólicas alargadas tanto simples como compuestas y una segunda que avanza sobre la primera, producto de vientos del SO, formada por dunas transversas y parabólicas de tipo semicircular.
4. *Campo de dunas de Mudrián*: Se trata de un campo de dunas con dos concentraciones de dunas, la primera de ellas más abierta (dunas dispersas) a unos 2,5 Km. al O-NO de Mudrián (Fig. 2.4-a) y la segunda, con algunas áreas interdunares más cerradas, se encontraría al S-SO de esta población (Fig. 2.4-b). Predominan las dunas parabólicas y transversas con crestas sinuosas, aunque también existe algún barján muy degradado en el borde a barlovento del campo de dunas. Al igual que en el campo de dunas de La Parrilla las formas transversas más sinuosas parecen mostrar una transición hacia formas parabólicas. Las crestas de estas dunas están erosionadas pero no son tan planas como en la zona de Arévalo, y en las cercanías de Mudrián, los flancos a sotavento tienen pendientes de 16-18°, lo cual indica una actividad eólica relativamente reciente en comparación con las zonas más occidentales del sistema eólico de Tierra de Pinares. En las áreas interdunares muy cerradas se llegan a desarrollar áreas de deflación con encharcamientos temporales. Las diferentes morfologías señalan paleovientos efectivos del O-SO.
5. *Campo de dunas de Sanchonuño-Hontalbilla-Lastras de Cuéllar*: Es el campo de dunas más

extenso de toda la cuenca del Duero y está dividido en dos partes de extensión similar por el curso encajado del río Cega. Contiene una gran cantidad y variedad de formas (Figs. 2.5 a, b y c), en su mayoría relictas pero también esporádicamente activas, destacando en este sentido los procesos de deflación-acumulación con generación de *blowouts* y pequeñas formas parabólicas en los arenales parcialmente desvegetados (Fig. 8). Asimismo, hay algunas crestas dunares con la morfología original mejor conservada y que suelen ir asociadas a caras de avalancha con pendientes de 22-24° (próximas al equilibrio). Los mayores cuerpos dunares son formas parabólicas del tipo semicircular que pueden unirse entre sí o con dunas transversas para formar dunas compuestas. Existen dunas parabólicas y transversas que contienen en sus flancos a sotavento formas de distinta morfología (crestas parabólicas y transversas) configurando en su conjunto dunas complejas. Un caso especial de estas últimas son las rampas parabólicas complejas (García Hidalgo *et al.*, 2002), muy abundantes en la parte nordeste (sotavento) del campo de dunas y que consisten en cuerpos parabólicos con frentes más o menos lobulados, sin depresión interna y con el flanco a barlovento muy tendido en el que se desarrollan dunas parabólicas, transversas y *blowouts*. En el borde a barlovento (O y SO) del campo de dunas existen barjanes de pequeñas dimensiones con los brazos desplegados hacia el nordeste (sotavento) y pequeñas dunas en domo con formas ligeramente alargadas en la dirección O-E o SO-NE. En el margen derecho del río Cega se observan numerosos alcances y solapamientos entre los distintos cuerpos dunares que producen cierres de las áreas interdunares, su transformación en depresiones lineales e incluso su desaparición por amontonamiento dunar. También existe una asimetría en los cuerpos dunares parabólicos, en unos casos con mayor desarrollo del brazo situado al N o NO de la depresión central y en otros del brazo situado al S o SE. Las morfologías señalan paleovientos efectivos del SO.

6. *Campo de dunas de Cantalejo*: Es un campo de dunas poco extenso y alargado en la dirección E-O pero que contiene importantes acumulaciones de arena (Fig. 2.6). Predominan las dunas transversas de crestas sinuosas con caras de sotavento esporádicamente activas (movimiento de arena superficial) y las depresiones erosivas o *blowouts* formadas sobre las dunas y áreas interdunares secas. En la zona más oriental existen zonas interdunares

más o menos cerradas con áreas o surcos de deflación que tienen encharcamientos temporales o permanentes con formación de navas y lagunas como la de Navalayegua. Las morfologías de los cuerpos dunares y las depresiones de deflación sugieren paleovientos efectivos del SO y S-SO.

- **Zonación de los campos de dunas:** En casi todos los campos de dunas estudiados se aprecian una serie de zonas con características geomorfológicas diferenciadas. En los márgenes a barlovento (oeste y suroeste) destacan dunas simples de pequeñas dimensiones y cuya morfología sería mayoritariamente parabólica y transversa, aunque también existirían formas en domo y en algún caso barjanoides; además, los espacios interdunares serían amplios y abiertos. En las áreas centrales de los campos de dunas suelen encontrarse las dunas de mayor tamaño con anchuras de varios cientos de metros y alturas en algunos casos de hasta 20-25 m, los espacios interdunares son más reducidos que en el margen a barlovento y suelen estar parcial o totalmente cerrados por el mayor agrupamiento y contacto entre dunas, en su mayoría parabólicas y transversas de tipo sinuoso. Por último, en las *áreas a sotavento* (este y nordeste) de los campos de dunas existen numerosas obliteraciones y superposiciones entre los diferentes cuerpos que producen conjuntos de dunas y formas de gran complejidad (p.e.: las rampas parabólicas complejas del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar), así como la reducción de los espacios interdunares que llegan incluso a desaparecer en las zonas con mayor amontonamiento de dunas.

## **Análisis e interpretaciones sobre las principales formas de acumulación y deflación eólica**

### ***Mantos eólicos***

Según Kocurek y Nielson (1986), hay un conjunto de factores que condicionan la formación de los mantos de arena. La presencia de vegetación dispersa reduce el movimiento y crecimiento de las dunas, favoreciendo la acreción de láminas de arena horizontales. Esta circunstancia de vegetación clareada se da frecuentemente en los márgenes de los desiertos y en las zonas semiáridas esteparias. También, si el nivel freático es superficial o se producen inundaciones periódicas o estacionales, se dificulta o impide la formación de las dunas. Además, el control más importante en la formación de extensas áreas de mantos

eólicos en zonas desérticas del Sahara y de Arabia es el elevado tamaño de grano de los sedimentos movilizables por el viento (Breed *et al.*, 1987; Khalaf, 1989), este tipo de factor también ha sido citado en el Ártico Canadiense (Mckenna-Neuman y Gilbert, 1986), en el desierto Mojave (Kocurek y Nielson, 1986) y en Australia (Mabbutt, 1980). La presencia de una cubierta vegetal de tipo abierto o estepario, junto con la cantidad elevada de partículas de tamaño medio y grueso de las áreas fuente, podrían ser los factores fundamentales en la generación de los mantos eólicos en la cuenca del Duero.

### ***Campos de dunas***

Los campos de dunas estudiados contienen formas fundamentalmente relictas de acumulación eólica cuya naturaleza y origen se analizan a continuación.

### ***Dunas parabólicas***

Dunas parabólicas como las descritas en la cuenca del Duero se han localizado en diferentes ambientes: climas fríos, tanto del pasado como del presente (Filion y Morisset, 1983; Castel *et al.*, 1989), en climas templados y costas húmedas tropicales (Cooper, 1958; Story, 1982; Pye, 1982a), y en los límites de los desiertos cálidos, tanto activas como estabilizadas (McKee, 1966; Bowler y McGee, 1978; Lancaster, 1983). En todos estos lugares existe un común denominador y es la asociación de este tipo de dunas a un cierto grado de colonización vegetal, lo cual demuestra que ésta debe jugar un importante papel en su formación, protegiendo los brazos menos móviles contra la acción eólica y permitiendo que la parte central avance. Sin embargo, su formación está también influenciada por la humedad de la arena y la presencia de láminas de agua o interfases vadosas cercanas a la superficie (David, 1981). También la velocidad del viento es determinante, ya que son necesarios fuertes vientos para vencer la resistencia de la vegetación (McKee, 1966). Las dunas parabólicas parece que se forman por alargamiento y evolución de *blowouts*, y crecen al nutrirse de la erosión de los sedimentos infrayacentes, aunque esta evolución puede cesar si aflora un substrato coherente o se alcanza el frente de capilaridad donde la arena se humedece e inmoviliza (Pye, 1982a), esto último, a su vez, puede ser consecuencia directa del cambio hacia unas condiciones climáticas más húmedas. En la cuenca del Duero, la génesis de las dunas parabólicas a partir de *blowouts*

ha dejado señales inequívocas en los diferentes campos de dunas estudiados, como son las depresiones de deflación a barlovento y en el surco central de las dunas parabólicas, en algunos casos ocupadas por láminas de agua temporales o permanentes. Otro rasgo que nos remite al origen de las dunas parabólicas son los cinturones de arenas que rodean estas depresiones erosivas, como en el caso de la zona de Cotarra de Alba (campo de dunas de Sanchonuño), donde se observa una gran depresión rodeada por un potente cinturón de arenas cuya expansión y avance a sotavento está formando una incipiente duna parabólica. En cuanto al régimen de vientos, los muy unidireccionales producen dunas parabólicas de tipo alargado (Short, 1988; Pye, 1982b y 1993; Fillion y Morisset, 1983; Gaylord y Dawson, 1987) como las descritas en Arévalo y los páramos, mientras que bajo vientos más variables tienden a formarse dunas con brazos más cortos de tipo semicircular y *lunate*, también presentes en la mayoría de los campos de dunas estudiados.

Las dunas parabólicas compuestas de tipo alargado, muy abundantes en la zona de Arévalo (Fig. 2.2), se formarían por evolución de un único cuerpo que se estiraría en la dirección del viento dominante y cuyos brazos principales se bifurcarían a su vez mediante profundos surcos de deflación en varios brazos paralelos o subparalelos; en este sentido, todavía se aprecian brazos en un estado de separación incipiente e igualmente con surcos de deflación o *wind-farrows* muy alargados (ver dunas al NE de Fig. 2.2).

En el área de estudio existe un predominio de las formas parabólicas, tanto simples como compuestas. Estas dunas, suelen mostrar cierta asimetría con mayor desarrollo (en la mayoría de los casos) del brazo o los brazos situado al N o NO de la depresión central y que se relaciona con diferencias en el aporte de sedimento debido a modificaciones en la dirección del viento constructor. Las morfologías de las dunas compuestas y complejas con rasgos de "adhesión-superposición" (Fig. 2.5-b) indican que se habrían formado por coalescencia y amontonamiento de dunas simples con distintas velocidades de movimiento. Otras dunas compuestas se formarían por fusión de los brazos en expansión de dunas parabólicas simples con trayectorias de desplazamiento paralelas.

### *Dunas transversas*

Las dunas transversas son dunas móviles en las que la dirección del flujo de arena es perpendicular a la línea de cresta, en el sentido y dirección del ciclo anual de vientos; esto genera caras de sotavento con

pendientes mayores que las de barlovento (Cooke *et al.*, 1993). Las dunas transversas suelen tener un trazado barjanoide-linguoides que les confiere un aspecto sinuoso. En el caso de los campos de dunas estudiados en la cuenca del Duero, la sinuosidad de las dunas transversas puede llegar a estar muy acentuada, e incluso tender hacia formas parabólicas compuestas en *echelon* (centro de Fig 2.1). Esta elevada sinuosidad de algunas dunas transversas, sugiere un papel activo de la vegetación en la formación de estas morfologías, ya que su presencia en las zonas a sotavento de las dunas, produciría el frenado y el movimiento desigual de los frentes de avance dunar.

### *Dunas longitudinales*

Las dunas de tipo longitudinal son escasas en los campos de dunas estudiados. Su disposición y relación con otras formas dunares sugiere que son el producto de la degradación de formas parabólicas alargadas por avance y deflación del frente convexo mientras que los brazos fijados por la vegetación se transformarían en dunas de aspecto longitudinal (ver SO de Fig. 2.1).

### *Barjanes y domos*

En tierra de Pinares, Las dunas barjanoides son muy escasas, de pequeño tamaño y siempre se encuentran en los márgenes a barlovento de los campos de dunas por lo que parecen estar asociadas a zonas con un menor aporte de arena y muy expuestas a la acción del viento que dificultarían la permanencia de los granos de arena y su acumulación. Asimismo, en las áreas a barlovento de los campos de dunas, también se observan formas en domo de pequeñas dimensiones y sin caras de avalancha definidas. Según García Hidalgo *et al.* (2002), estas formas en domo podrían constituir fases iniciales de la construcción dunar que posteriormente evolucionarían hacia formas barjanoides y transversas.

### *Depresiones erosivas (Blowouts y wind-farrows)*

Los *blowouts* son morfologías producidas por la deflación y constituyen depresiones cerradas en arenas eólicas sueltas (Livingstone y Warren, 1996). El desarrollo de estas formas está muy relacionado con la cubierta vegetal. Así, la pérdida de vegetación en determinadas zonas disminuye la rugosidad, con lo que se incrementa la superficie de barrido y por tanto

el transporte por el viento del material suelto (Gutiérrez Elorza, 2001). Esta pérdida de vegetación actualmente puede producirse por sobrepastoreo, actividad de roedores, extensión de áreas de cultivo, incendios forestales, actividades recreativas y cambio climático (Cooper, 1967; Lancaster, 1986). También, las plantas de las partes superiores de las dunas son las primeras en sufrir los efectos de la sequía debido al eficiente drenaje de la arena, y por eso, la deflación con formación de *blowouts* se produce preferentemente en estas áreas (Rutin, 1983). En Tierra de Pinares, los *blowouts* se encuentran tanto en el manto eólico como en las formas dunares de los campos de dunas, en este último caso sobre las crestas y caras a barlovento. En los *blowouts*, la erosión se concentra en el final del área a barlovento, de manera que éstos pueden alargarse o migrar hacia sotavento produciendo surcos de deflación o *wind-farrows*, tal y como se aprecia en numerosas depresiones de deflación de la zona de estudio que presentan formas elípticas con el eje mayor muy alargado (hasta decenas de metros) en la dirección SO-NE y O-E determinada por los vientos dominantes.

**Pasado y presente de los procesos eólicos en Tierra de Pinares (cronología y marco ambiental)**

Cronologías por TL y OSL (Díez-Herrero y Bateman, 1998; Bateman y Díez-Herrero, 1999 y 2001; Díez-Herrero *et al.*, 2002) en secuencias mixtas eólico-fluviales y mantos eólicos de Tierra de Pinares, indican una fase dominante de acumulación eólica entre los 12,5 y 11 Ka BP. Por otro lado, Temiño *et al.* (1997) señalan tres fases holocenas de reactivación eólica, separadas por momentos de estabilización con formación de suelos que se han datado por <sup>14</sup>C, proporcionando cronologías BP de 10,2 Ka, 6,1 Ka y 2,2-1,5 Ka. Sin embargo, hasta el momento, no se han realizado dataciones de morfologías dunares, a excepción de un depósito dunar en las proximidades de Coca

(Díez-Herrero *et al.*, 2002), con un valor de 10,2 ± 2,0 Ka BP. Debido al vacío cronológico sobre las dunas de Tierra de Pinares, este trabajo pretende contribuir al estudio de este tipo de depósitos eólicos mediante la toma de muestras para establecer dataciones por TL en cuatro afloramientos con morfologías dunares bien definidas (Fig. 5 y Cuadro 2). El posterior tratamiento de las muestras y la obtención de cronologías se llevó a cabo en el laboratorio *Quaternary TL Surveys* (UK).

De los resultados obtenidos (Cuadro 2), destaca la mayor antigüedad de las dunas muestreadas en la zona suroccidental del sistema eólico (Arévalo y Nava de la Asunción), así como el rango de valores similar para las dunas de Mudrián y Sanchonuño, que a su vez coincidirían con la datación obtenida por Díez-Herrero *et al.* (2002) para el depósito dunar de Coca. Estos valores apuntan a la formación de los depósitos dunares durante el período de transición Tardiglaciario-Holoceno, al igual que otros depósitos eólicos del centro y norte de Europa (Castel *et al.*, 1989; Kasse, 2002). Este período tuvo una alta variabilidad climática definida isotópicamente en la secuencia GRIP (Walker *et al.*, 1999) y caracterizada por la ciclicidad de los eventos rápidos y de corta duración (oscilaciones Dansgaard-Oescher o D/O), de manera que los períodos más cálidos o interestadiales (GI) quedarían enmarcados por períodos fríos de mayor duración e intensidad, conocidos como estadales (GS). Los trabajos de Ruiz Zapata *et al.* (2000, 2003 a y b) y Vegas *et al.* (2003) basados en datos palinológicos de diferentes zonas del centro y norte peninsular (Secuencia del Nalona en la Cordillera Cantábrica, la Laguna Grande en la Sierra de Neila, el Cervunal en el Sistema Central, las Tablas de Daimiel y las dunas arcillosas del Arenal de San Gregorio), han permitido caracterizar y situar en el tiempo los eventos, GS-2a (*Older Dryas*) y GS-1 (*Younger Dryas*), así como el interestadial GI-1 (*Allerød*) correspondiente. Los eventos, GS-2a y GS-1 estuvieron marcados por unas condiciones considerablemente más frías y áridas

	LUGAR DE MUESTREO y COORDENADAS UTM (Km)			
	C. Dunas ARÉVALO (353.79, 4551.27)	NAVA DE LA ASUNCIÓN (377.22, 4559.91)	C. Dunas MUDRIÁN (388.72, 4563.85)	C. Dunas SANCHONUÑO (392.86, 4573.74)
Morfología dunar muestreada	Duna transversa	Duna parabólica aislada	Duna parabólica compuesta	Duna transversa
Edad por TL	11,65 ± 0,9 Ka B.P.	12,68 ± 1,3 Ka B.P.	10,08 ± 0,94 Ka B.P.	9,61 ± 1,20 Ka B.P.

Cuadro 2. Dataciones de dunas en Tierra de Pinares por TL  
Cuadro 2. *Thermoluminescence chronologies of Tierra de Pinares dunes*

que las actuales (Ruiz Zapata *et al.*, 2003a; Vegas *et al.*, 2003). Según estos trabajos, el evento GS-2a se define en los 15,5-14,5 Ka BP y le sigue un período (GI-1) más cálido y húmedo del 14 al 12,6 Ka BP, que quedaría bruscamente interrumpido por el evento GS-1 (12,6-11,5 Ka BP); finalmente, a partir del 11 Ka BP el clima se vuelve más cálido y húmedo, iniciando un acercamiento hacia las características actuales. Estos estudios, también han puesto de manifiesto una respuesta casi simultánea de la vegetación a estas oscilaciones climáticas, tanto en zonas de alta montaña como de baja altitud (Ruiz Zapata *et al.*, 2003b), de manera que durante los períodos fríos se limita el desarrollo del bosque, detectándose un aumento de la vegetación herbácea y arbustiva de tipo estepario.

Los depósitos dunares de Tierra de Pinares, al igual que el resto del sistema eólico se habrían formado fundamentalmente durante el período GS-1 o *Younger Dryas* (12,6-11,5 Ka BP) y el Holoceno temprano (11-9 Ka BP); sin embargo, tampoco se descarta la formación de dunas durante un período frío anterior, ya que la datación de Nava de la Asunción tiene un rango cronológico extremo que se aproxima a los 15,5-14,5 Ka BP en los que se sitúa el evento GS-2a (*Older Dryas*). El establecimiento de unas condiciones más templadas y húmedas a partir del Holoceno temprano, habría producido un aumento de la vegetación arbórea con la consiguiente estabilización progresiva de los complejos dunares, pero esto no habría impedido la continuidad de cierta actividad eólica en la zona más oriental del sistema, por lo menos hasta el período Atlántico (Temño *et al.*, 1997; Díez-Herrero y Bateman, 1998), así como la formación de *blowouts* en las partes más desprotegidas de las dunas (crestas y flancos a barlovento) debido a la acción erosiva del viento.

En cuanto al régimen de vientos que intervinieron en la construcción dunar, las morfologías dunares observadas en los diferentes campos de dunas (Fig. 2) y las estructuras sedimentarias de estos depósitos eólicos indican que los vientos responsables de los procesos de acumulación eólica serían principalmente los de componente oeste y suroeste, con una alternancia entre vientos muy unidireccionales que favorecerían la formación de dunas parabólicas alargadas y vientos más variables que serían los responsables de las formas parabólicas más abiertas (semicirculares y *lunate*). Vientos procedentes de los cuadrantes occidentales también se han inferido para el *Younger Dryas* en el centro y norte de Europa a partir de registros eólicos (Bateman y Díez-Herrero, 2001, Kasse, 2002) y simulaciones numéricas con un modelo general de circulación atmosférica (Isarin *et al.*,

1997). La estacionalidad de los paleovientos durante este período es muy difícil de deducir, aunque algunos autores (McKenna-Neuman, 1993; Koster, 1995) sugieren que los procesos de deposición eólica habrían sido más intensos durante la estación invernal, tal y como sucede en medios periglaciares actuales (McKenna-Neuman, 1989 y 1990).

Al igual que durante el desarrollo dunar del pasado, el régimen de vientos actual (Fig. 6), tiene un predominio de los componentes oeste y suroeste para los vientos de intensidad media y máxima (velocidades mayores de 14,4 Km/h) que serían aquéllos capaces de movilizar arenas sueltas según las ecuaciones de transporte de Bagnold (1941). La persistencia de estos vientos capaces de producir deflación (Fig. 7) y

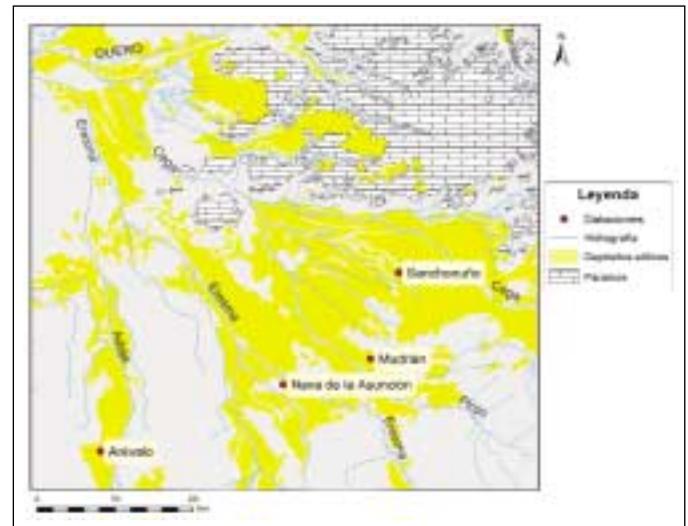


Fig. 5. Situación de las dunas datadas  
Fig. 5. Spatial position of TL-dated dune deposits

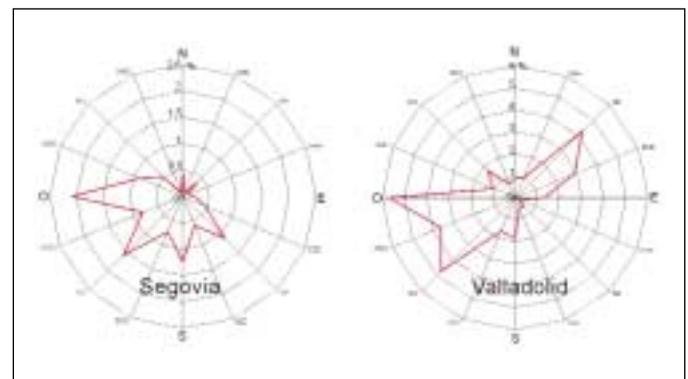


Fig. 6. Rosas anuales de vientos para Segovia y Valladolid para velocidades mayores de 14,4 Km/h  
Fig. 6. Segovia and Valladolid annual roses of winds for wind speeds higher than 14,4 Km/h. Datos: I.N.M.(2002). 1971-2000

por tanto de desencadenar procesos eólicos actuales superaría el 10 % durante casi todo el año, y sería especialmente alta durante los meses invernales y primaverales, principalmente en áreas próximas a Valladolid, donde la frecuencia de vientos superiores a 14,4 Km/h supera el 30 % durante estos meses.

Entre los procesos eólicos actuales, se observa la formación de *blowouts* (Fig. 8), *nebkhas* y *ripples* eólicos en arenales con escasa cubierta vegetal, así como movimiento superficial y esporádico de arena en las caras de avalancha próximas al equilibrio de dunas poco degradadas. Estos procesos activos tienen lugar preferentemente en los campos de dunas

más orientales (Sanchonuno-Lastras de Cuéllar y Cantalejo), produciéndose en zonas no repobladas o deforestadas por incendios y en áreas con un intenso tránsito de vehículos todoterreno que destruyen la cubierta vegetal y remobilizan el horizonte superior del suelo.

### Conclusiones

Este trabajo ha permitido caracterizar la distribución espacial de los mantos y campo de dunas de la cuenca del Duero y analizar sus principales características geomorfológicas. En casi todos los campos de dunas se observa una zonación en la distribución de las formas de acumulación. Así, las áreas a barlovento de los campos de dunas, tienen morfologías menores y de inferior complejidad que en las zonas centrales y márgenes a sotavento, donde predominan los procesos de acreción dunar. Las formas de acumulación más abundantes son las dunas parabólicas, tanto simples como compuestas, las primeras originadas a partir de *blowouts*, mientras que las segundas se formarían en su mayoría por alcance y unión de formas simples con distintas velocidades de movimiento. También se han reconocido dunas transversas, barjanes, domos y formas longitudinales. Los vientos principales que intervinieron en la construcción dunar habrían sido los de componente oeste y suroeste, que igualmente serían los responsables de los procesos de deflación con formación de *blowouts* y *wind-farrows* en los mantos eólicos y campos de dunas de Tierra de Pinares.

Se han apreciado diferencias entre los depósitos eólicos de la campiña y los páramos miocenos, tanto en sus características texturales como en las dimensiones de los cuerpos dunares y espesores de los mantos eólicos. Así, los depósitos eólicos situados sobre los páramos tienen mantos eólicos con menor espesor y cuerpos dunares de menor tamaño que en las zonas de campiña. La causa principal de esta diferencia sería el menor aporte de arena sobre los páramos, ocasionado por la mayor dificultad del viento en su transporte desde la campiña, al tener que salvar el desnivel topográfico asociado a las cuestas. El incremento de la pendiente reduce la tasa de transporte debido al efecto de la gravedad en la colisión entre granos y en los procesos de reptación (Willettts y Rice, 1988), esto, a su vez, produciría una disminución del tamaño medio y la mejor clasificación de las arenas situadas sobre los páramos.

Los campos de dunas situados en la zona oriental de la campiña presentan numerosas áreas interdunares húmedas, debido a la proximidad y afloramiento

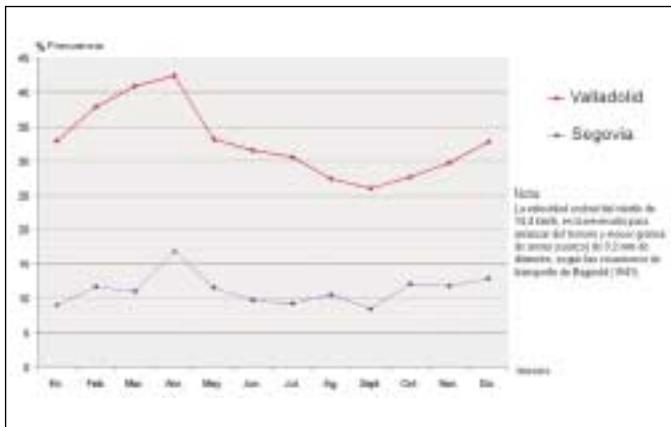


Fig. 7. Variación anual de la frecuencia de vientos con velocidades superiores a 14,4 Km/h capaces de movilizar granos de arena  
 Fig. 7. Annual variations of wind frequency with speeds higher than 14,4 Km/h that could move sand particles. Datos: I.N.M.(2002). 1971-2000



Fig. 8. Depresión erosiva activa (3 x 7 m) formados por vientos del SO y arenas acumuladas con forma parabólica. Proximidades de Sanchonuno  
 Fig. 8. Active blowout (3 x 7 m) created by southwest winds and asociated parabolic sand deposit. Near Sanchonuno village

del nivel freático en superficie que se manifiesta formando lagunas y navas con encharcamientos temporales. Aunque se descarta el modelo evolutivo del sistema eólico húmedo para el conjunto de la cuenca, en estas zonas más orientales, se detectan períodos de estabilización eólica condicionados por la existencia de niveles freáticos altos (Temño *et al.*, 1997).

La amplia extensión de los mantos eólicos y el predominio de las dunas parabólicas sugiere el papel activo de una vegetación abierta de tipo estepario en la formación del sistema eólico de Tierra de Pinares. Esta característica de la cubierta vegetal concuerda con las condiciones climáticas deducidas para el estadio GS-1 (*Younger Dryas*), evento árido y frío cuya cronología coincide con el desarrollo principal de los mantos eólicos y dunas de Tierra de Pinares, entre los 12,6 y 11,5 Ka BP. En la zona centro-oriental de Tierra de Pinares, también se habría producido actividad eólica con formación de depósitos dunares durante el Holoceno temprano (11-9 Ka BP), mientras que en la zona suroccidental no se descarta la formación de dunas en un período frío anterior (*Older Dryas*: 15,5-14,5 Ka BP), lo cual habría que confirmar con nuevas dataciones.

Finalmente, se aprecia una mayor actividad eólica actual en la parte más oriental del sistema, cuya intensidad podría variar anual o estacionalmente en respuesta a cambios en el régimen de vientos, la cubierta vegetal y el contenido en humedad del suelo. El cambio climático, los incendios forestales y las actividades ligadas al uso intensivo de vehículos todoterreno, constituyen actualmente los mayores riesgos de desestabilización de los depósitos eólicos de la cuenca del Duero, y su incidencia debería caracterizarse con futuros trabajos.

## Agradecimientos

Este trabajo ha podido ser realizado gracias al apoyo y financiación del Instituto Geológico y Minero de España mediante la beca de tesis doctoral que disfruta el primero de los firmantes y que tiene como objetivo el estudio de los depósitos eólicos cuaternarios de la cuenca del Duero y el análisis de los procesos de erosión eólica utilizando sistemas de información geográfica y otras herramientas informáticas para su modelización.

## Referencias

Alcalá del Olmo. 1972. Estudio sedimentológico de los arenales de Cuéllar (Segovia). *Estudios Geológicos*, 28, 345-358.

- Alcalá del Olmo. 1974. *Estudio Edáfico-sedimentológico de los arenales de la Cuenca del Duero*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Aleixandre, T., Benayas, J., Guerra, A. 1971. Procesos de movilización del hierro en algunos suelos de la región central española. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 30, 1095-1111.
- Allué, M., Costa Tenorio, M., Moreno Sanz, M. 1995. Evaluación y descripción del paisaje vegetal en Segovia. En: *Paisajes Vegetales de Segovia (árboles, arbustos y montes de la provincia)*. Ed. Colección H y N, 272 pp.
- Bagnold, R.A. 1941. *The physics of Blown sand and Desert dunes*. Ed. Chapman and May, London, 265 pp.
- Bateman, M.D. y Díez-Herrero, A. 1999. Thermoluminescence dates and palaeoenvironmental information of the late Quaternary sand deposits, Tierra de Pinares, Central Spain. *Catena*, 34, 277-291.
- Bateman, M.D. y Díez-Herrero, A. 2001. The timing and relation of aeolian sand deposition in central Spain to the aeolian sand record of NW Europe. *Quaternary Science Reviews*, 20, 779-782.
- Bowler, J.M. y McGee, J.W. 1978. Geomorphology of the Mallee region in semi-arid northern Victoria and western New South Wales. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, 90 (1), 5-21.
- Bravard, Y. 1965. Notas morfológicas sobre la Tierra de Pinares Segoviana. *Estudios Geográficos*, 27, 107-124.
- Breed, C.S., McCauley, J.F. y Davis, P.A. 1987. Sand sheets of the eastern Sahara and ripple blankets on Mars. En: Frostick L.E y Reid, I. (Eds.). 1987: *Desert sediments: ancient and modern*. Oxford: Blackwell Scientific, 337-360.
- Borja Barrera, F. y Pérez-González, A. 2001. Formas y procesos eólicos. En: Gómez-Ortiz, A. y Pérez-González, A. (Eds.). 2001. *Evolución reciente de la geomorfología española*. Ed. Rueda, Barcelona-Madrid, 289-318
- Cabra Gil, P. 1993. Cuéllar (401), Olombrada (402), Navas de Oro (429) y Cantalejo (430). *Mapas Geomorfológicos a escala 1:50.000*. ITGE.
- Calonge, G. 1987. *El complejo ecológico y la organización de la explotación forestal en Tierra de Pinares segoviana*. Excma. Diputación de Segovia.
- Carreras Suárez, F. y Gutiérrez Elorza, M. 1982. Nava de Arévalo (481). *Mapa Geomorfológico escala 1:50.000*. ITGE.
- Casas, J., Leguey, S. y Rodríguez, J. 1972. Mineralogía y sedimentología de los arenales que recubren el Terciario entre los ríos Pirón y Voltoya (Segovia). *Estudios Geológicos*, 28, 287-296.
- Casiano de Prado. 1862. *Reseñas geológicas de la provincia de Ávila y de la parte occidental de la de León*. Junta general de Estadística. Comisión del Mapa Geológico de España. Madrid: Imprenta Nacional, 14 pp.
- Castel, I.I.Y., Koster, E. y Slotboom, R. 1989. Morphogenetic aspects and age of Late Holocene eolian drift sands in Northwest Europe. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33, 1-26.
- Cortázar, D. 1877. *Descripción física geológica y agrológica de la provincia de Valladolid*. Memoria de la comisión del Mapa Geológico de España. Madrid: Imprenta y Fundación de Manuel Tello, 211 pp.

- Cortázar, D. 1891. *Descripción física y geológica de la provincia de Segovia*. Memoria de la comisión del Mapa Geológico de España. Madrid: Imprenta y Fundición de Manuel Tello, 234 pp.
- Cooke, R.U., Warren, A. y Goudie A.S. 1993. *Desert Geomorphology*. University College London, 526 pp.
- Cooper, W.S. 1958. *Coastal sand dunes of Oregon and Washington*. Geological Society of America. Memoir 72, 169 pp.
- Cooper, W.S. 1967. *Coastal sand dunes of California*. Geological Society of America. Memoir 104.
- David, P.P. 1981. Stabilized dune ridges in northern Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 286-310.
- Del Olmo Zamora, P. y Gutiérrez Elorza, M. 1982. Valladolid (372). *Mapa Geomorfológico escala 1:50.000*. ITGE.
- Desir, G., Gutiérrez Elorza, M. y Gutiérrez Santolalla, F. 2003. Origen y evolución de playas en una zona semiárida con arenas eólicas (región de Coca, Cuenca del Duero, España). *Boletín Geológico y Minero*, 114 (4), 395-407.
- Díez-Herrero, A. y Bateman, M.D. 1998. Interpretación paleoambiental y datación mediante luminiscencia del manto arenoso de la Tierra de Pinares oriental (Segovia). *Geogaceta*, 24, 107-110.
- Díez-Herrero, A., Bateman, M.D., López Sáez, J.A. y Vegas, J. 2002. Procesos eólicos tardiglaciares en la submeseta septentrional: cronología del manto arenoso de la Tierra de Pinares oriental. En: Pérez-González, A., Vegas, J. y Machado, M.J. (Eds.). *Aportaciones a la geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 167-175.
- Fernández, P., Centeno, J.D., Sanz, M.A. y Bardaji, T. 1991a. Turégano (457). *Mapa Geomorfológico escala 1:50.000*. ITGE.
- Fernández, P., Centeno, J.D., Bardaji, T. y Pedraza, J. 1991b. Valverde del Majano (482). *Mapa Geomorfológico escala 1:50.000*. ITGE.
- Filion, L. y Morisset, P. 1983. Eolian landforms along the eastern coast of Hudson Bay, Northern Québec. En: *Tree-line ecology*. Edited by P. Morisset and S. Payette. Proc. northern Québec tree-line conf. Nordicana (Centre d'Études nordiques, Université Laval), 47, 73-94.
- García-Hidalgo, J.F., Temiño, J. y Segura, M. 2002. Holocene eolian sediments on the southern border of the Duero basin (Spain): Origin and development of an eolian system in a temperate zone. *Journal of Sedimentary Research*, 72-1, 30-39.
- Gaylord, D.R. y Dawson, P.J. 1987. Airflow-terrain interactions through a mountain gap, with an example of eolian activity beneath an atmospheric hydraulic jump. *Geology*, 15, 789-792.
- Gutiérrez Elorza, M. 2001. *Geomorfología climática*. Ed. Omega. Barcelona.
- Hernández Pacheco, F. 1923a. Las arenas voladoras de la provincia de Segovia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 23, 211-216.
- Hernández Pacheco, F. 1923b. Sobre médanos en Segovia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 23, 217.
- ICONA. 1995. *Segundo Inventario Forestal Nacional (1986-1995)*. Castilla y León. Segovia, 238 pp.
- Instituto Nacional de Meteorología. 2002. *Rosas de Vientos 1971-2000*. Ministerio de Medio Ambiente, formato digital.
- Isarin, R.F.B., Rensen, H. y Koster, E.A. 1997. Surface climate during the Younger Dryas in Europe as inferred from aeolian records and model simulations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 134, 127-148.
- Kasse, C. 2002. Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe. *Progress in physical Geography*, 26-4, 507-532.
- Khalaf, F.I. 1989. Textural characteristics and genesis of eolian sediments in the Kuwait desert. *Sedimentology*, 36, 253-271.
- Kocurek G. y Nielson J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate eolian sand sheets. *Sedimentology*, 33, 795-816.
- Koster, E.A. 1995. Progress in cold climate aeolian research. *Quaestiones Geographicae*, 4, 155-163.
- Lancaster, N. 1983. Controls on dune morphology in the Namib sand sea. En: Brookfield, M.E. y Ahlbrand, T.S. (Eds.) 1983. *Eolian sediments and processes*, Amsterdam: Elsevier, 261-90.
- Lancaster, N. 1986. Dynamics of deflation hollows in the Elands Bay area, Cape Province, South AFRICA. *Catena*, 13, 139-153.
- Livingstone, I. y Warren, A. 1996. *Aeolian geomorphology: An Introduction*. Ed. Longman, Singapore, 211 pp.
- Mabbutt, J.A. 1980. Some general characteristics of the aeolian landscapes. En: *Aeolian landscapes in the semi-arid zone of south eastern Australia*, Eds. Storrier, R.R. and Stannard, M.E. Australian Society of Soil Science, Inc., Riverina Branch, 1-16.
- McKee, E.D. 1966. Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico, (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). *Sedimentology*, 7, 1-69.
- Mckenna-Neuman, C. y Gilbert, R. 1986. Aeolian processes and landforms in glaciofluvial environments of southeastern Baffin Island, NWT. En Nickling, W.G. (Ed.) (1986): *Aeolian geomorphology*. Boston: Allen & Unwin, 213-235.
- Mckenna-Neuman, C. 1989. Kinetic energy transfer through impact and its role in entrainment by wind particles from frozen surfaces. *Sedimentology*, 36, 1007-1015.
- Mckenna-Neuman, C. 1990. Role of sublimation in particle supply for aeolian transport in cold environments. *Geografiska Annaler*, 72A, 329-335.
- Mckenna-Neuman, C. 1993. A review of aeolian transport processes in cold environments. *Progress in physical Geography*, 17,4, 137-155.
- Olivé Davo, A. y Gutiérrez-Elorza, M. 1982. Arévalo (455). *Mapa Geomorfológico escala 1:50.000*. ITGE.
- Pérez-González, A. 1982. *El Cuaternario de la región central de la cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos*. 1ª Reunión sobre la Geología del Duero. Instituto Geológico y Minero de España, Salamanca, 717-740.
- Portero García, J.M. y Gutiérrez Elorza, M. 1982. Portillo (400). *Mapa Geomorfológico escala 1:50.000*. ITGE.

- Portero García, J.M., Carreras Suárez, F., Olivé Davo, A. y Gutiérrez Elorza, M. 1982. Olmedo (428). *Mapa Geomorfológico escala 1:50.000*. ITGE.
- Pye, K. 1982a. Morphological development of coastal dunes in a humid tropical environment, cape Bedford and Cape Flattery, North Queensland. *Geografiska Annaler*, 64A, 212-227.
- Pye, K. 1982b. Morphology and sediments of the Ransay Bay sand dunes, Hinchinbrook Island, North Queensland. *Royal Society of Queensland, Proceedings*, 93, 31-47.
- Pye, K. 1993. Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. *Spec. Publs. Int. Ass. Sedimentology*, 16, 23-44.
- Ruiz Zapata, M.B., Pérez-González, A., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A., de Bustamante, I. y Gil García, M.J. 2000. Caracterización de las etapas áridas del Pleistoceno Superior en la Región Central Peninsular. *Geotemas*, 1, 273-278.
- Ruiz Zapata, M.B., López Sáez, J.A., Vegas, J., López García M.J., Gil García, M.J., Pérez-González, A., Dorado Valiño, M. y Valdeolmillos Rodríguez, A. 2003a. Environmental changes during the late Glacial-Holocene transition in Sierra de Neila (Laguna Grande lacustrine record, Spain). *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean Region*, 139-147.
- Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J., Dorado Valiño M., Valdeolmillos Rodríguez, A., Vegas, J. y Pérez-González, A. 2003b. Caracterización palinológica de los últimos grandes eventos fríos del último Máximo Glaciar en secuencias de la Península Ibérica. *Actas II Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología*. Tucuman, 165-176.
- Rutin, J. 1983. *Erosional processes on a coastal sand dune, De Blink Noordwijkerhout, The Netherlands*. Publicación de: Physical and Soils Laboratory, University of Amsterdam, 35. 144 pp.
- Short, A.D. 1988. Holocene coastal dune formation in South Australia: A case of study. *Sedimentary geology*, 55, 121-143.
- Story, R. 1982. *Notes on parabolic dunes, winds and vegetation in northern Australia*. CSRIO, Division of Water and Land Resources, Technical Paper, 43.
- Temño, J., García-Hidalgo, J.F. y Segura, M. 1997. Caracterización y evolución geológica del sistema dunas-humedales de Cantalejo (Segovia). *Estudios Geológicos*, 53, 135-143.
- Vegas, J., Pérez-González, A., Ruiz Zapata, M.B., Gil-García, M.J., Dorado, M., Valdeolmillos, A. y López García, M.J. 2003. The GS-1/Younger Dryas event in the Laguna Grande Lacustrine record. Late Glacial-Holocene transition in the NW Iberian Range, Spain. En: *Limnogeology in Spain: A tribute to Kerry R. Kelts*. V. Valero-Garcés (Ed.). Colección biblioteca de Ciencias, CSIC, Ecología y Medio Ambiente, Zaragoza, 238-304.
- Walker, M.J.C., Björck S., Lowe J.J., Cwynar L.C., Johnsen S., Knudsen K.L. y Wohlfarth, B. 1999. Isotopic events in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, 18, 1143-1150.
- Willetts, B.B. y Rice, M.A. 1988. Effect of bed-slope on desert sand transport. *Nature*, 334, p 302.

Recibido: junio 2004

Aceptado: febrero 2005