CARACTERIZACIÓN DE EVENTOS CLIMÁTICOS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO MEDIANTE EL ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO DE LA LAGUNA GRANDE (SIERRA DE NEILA, NO SISTEMA IBÉRICO)

J. Vegas

Recursos Minerales y Geoambiente, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. j.vegas@igme.es

Resumen: Se estudia el registro sedimentario de la laguna Grande (NO Sistema Ibérico) que ha acumulado y preservado sedimentos laminados de grano fino (ritmitas, laminitas y capas gradadas) y capas de turba. Esta laguna proglaciar contiene una secuencia sedimentaria de 10 m de profundidad, que abarca desde los últimos 20.500 años Cal BP hasta la actualidad y comienza en una unidad de capas de arenas gradadas de edad desconocida, pero que se estima pre-Último Máximo Glaciar. Las microfacies de los sedimentos finamente laminados y orgánicos se han caracterizado mediante Análisis Digital de Imágenes de microscopía electrónica a partir de láminas delgadas. Se han identificado y clasificado 9 tipos de ritmitas, 4 tipos de capas gradadas, 2 tipos de sedimentos orgánicos y 1 tipo de arenas y gravas siliciclásticas. Este registro sedimentario muestra múltiples cambios en los procesos sedimentarios que indican el paso desde un ambiente proglaciar hasta un ambiente lacustre templado de montaña. Estos resultados han permitido interpretar la sucesión de eventos climáticos estadiales e interestadiales, que se han correlacionado con los eventos detectados en sondeo GRIP en Groenlandia: pre-Último Máximo Glaciar, Último Máximo Glaciar y la deglaciación (GS-2), *Bølling/Older Dryas/ Allerød* (GI-1), *Younger Dryas* (GS-1) y Holoceno (GH). El Holoceno muestra tres etapas: 1) Inferior: alto nivel del lago y clima húmedo; 2) Medio: ambiente palustre y clima más seco; 3) Superior: oscilaciones entre medio palustre y lacustre poco profundo, con variaciones rápidas entre clima húmedo-templado y seco-cálido.

Palabras clave: Análisis de facies, estratigrafía de eventos, sedimentos lacustres, Pleistoceno superior, Holoceno.

Abstract: The sedimentary record of Laguna Grande (NW Iberian Range) which accumulated and preserved fine laminated sediments (rhythmites and graded layers) and peat layers has been studied. This proglacial lake contains a 10-m long sedimentary sequence that covers about the last ~20,500 years Cal BP to nowadays and starts with a sedimentary unit of graded sand layers of pre-Last Glacial Maximum age. Image analysis of Backscattered Scanning Electron microscope Images (BSEI) of thin sections has been used to study microfacies of fine laminated and organic sediments. It has been identified and classified 9 types of rhythmites, 4 types of graded layers, 2 types of organic muds and 1 type of siliciclastic gravels and sands. The stratigraphical and sedimentary facies analyses throughout the lacustrine succession provide evidence of a complex environmental and climatic evolution which occurred during the deposition in this lacustrine basin. The laguna Grande sedimentary record shows multiple changes in sedimentary processes which indicate a transition from a proglacial to a temperate lacustrine alpine environment. These results made possible to interpret the succession of stadial and interstadial climatic events that have been correlated to the GRIP event stratigraphy (Greenland): pre-Last Glacial Maximum, Last Glacial Maximum and deglaciation (GS-2), Bølling/Older Dryas/Allerød (GI-1), *Younger Dryas* (GS-1) and the Holocene (GH). The Holocene record shows three periods: 1) Early: high lake-level and humid climate; 2) Middle: palustrine environment with low lake-level and a drier climate; 3) Later: oscillations between palustrine and low lake-level lacustrine environments that reflect rapid shifts between drier and more humid climates.

Key words: Facies analysis, event stratigraphy, lacustrine sediments, upper Pleistocene, Holocene.

Vegas, J. (2007): Caracterización de eventos climáticos del Pleistoceno superior-Holoceno mediante el estudio sedimentológico de la Laguna Grande (Sierra Neila, NO Sistema Ibérico). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (1-2): 53-70.

Los lagos son sistemas dinámicos que integran información ambiental, climática y tectónica, dentro de un archivo continuo y de alta resolución, acerca de los cambios regionales y locales (Gierlowski-Kordesch y Kelts, 2000). Los sedimentos de origen lacustre son unos de los mejores archivos de información paleoambiental disponibles de todos los ambientes continentales y, como tales, son un ejemplo interesante para el estudio de las variaciones sedimentarias relacionadas con los cambios climáticos globales.

Además, estos registros proporcionan evidencias del impacto de los cambios climáticos del pasado en ambientes terrestres, que son clave para la actividad humana (Colman, 1995).

Estudios previos confirman que los lagos alpinos de pequeño tamaño son archivos ideales de alta resolución para analizar las condiciones de los climas y ambientes pasados en varias escalas temporales (Lanci *et al*., 1999; Blass *et al*., 2003; Gilli, *et al*., 2003). Este tipo de lagos responden rápidamente al impacto ambiental causado por el cambio climático. Los lagos próximos a los límites del ecotono, comúnmente, son más sensibles a los cambios que aquellos lagos situados a baja altitud (Körner, 1998). Las variaciones climáticas influyen en los lagos de diferentes maneras, siendo necesario comprender el potencial de la utilización de los sedimentos lacustres para obtener registros de la variabilidad climática del pasado y las conexiones entre el clima y los sedimentos (Nesje *et al*., 2004).

En este trabajo se estudia la laguna Grande (Sierra de Neila), de origen glaciar, que se clasifica dentro del grupo de 'lagos pequeños con cuencas hidrológicas cerradas'. Los archivos lacustres de esta sierra han sido motivo de estudio por diferentes autores, con el objetivo de reconstruir los cambios ambientales y las respuestas en la vegetación durante el Tardiglaciar y Holoceno (Peñalba 1989, 1994; Peñalba *et al*., 1997; Sánchez-Goñi y Hannon, 1999; Ruiz-Zapata *et al*., 2000, 2002, 2003). Este tipo de trabajos son muy importantes porque la secuencia de polen fósil acumulada en los sedimentos proporciona una información muy valiosa sobre la paleofitogeografía regional y las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas. Sin embargo, en este trabajo se realiza un estudio estratigráfico y sedimentológico de alta resolución de la laguna Grande (registro lacustre más largo hasta la fecha en la Sierra de Neila), que permitirá identificar y caracterizar diferentes eventos climáticos estadiales e interestadiales a partir del análisis de facies sedimentarias y sus edades de radiocarbono.

Situación geográfica y geológica

La región de estudio se encuentra al NO del Sistema Ibérico (Fig. 1), en la Sierra de Neila, donde se encuentran evidencias de un glaciarismo de tipo alpino en las cotas más elevadas, con cuenca de alimentación y lengua corta o inexistente (Ortega y Centeno, 1987; Sanz Pérez, 1994; García Ruiz *et al*., 1997; Vegas, 2006). Se ha elegido la laguna Grande (término municipal de Quintanar de la Sierra), situada en la vertiente NE (provincia de Burgos) a una altitud de 1.500 m s.n.m. El sustrato de la cuenca de drenaje está formado por conglomerados y areniscas del Grupo Urbión, de edad Cretácico Inferior (Mas y García, 2004). Esta sierra pertenece a la región bioclimática mediterránea, pero posee una gran influencia atlántica (Rivas-Martínez, 1987). Las precipitaciones tienen un máximo de invierno, con valores anuales que superan los 1.000 mm. Los vientos dominantes proceden del O

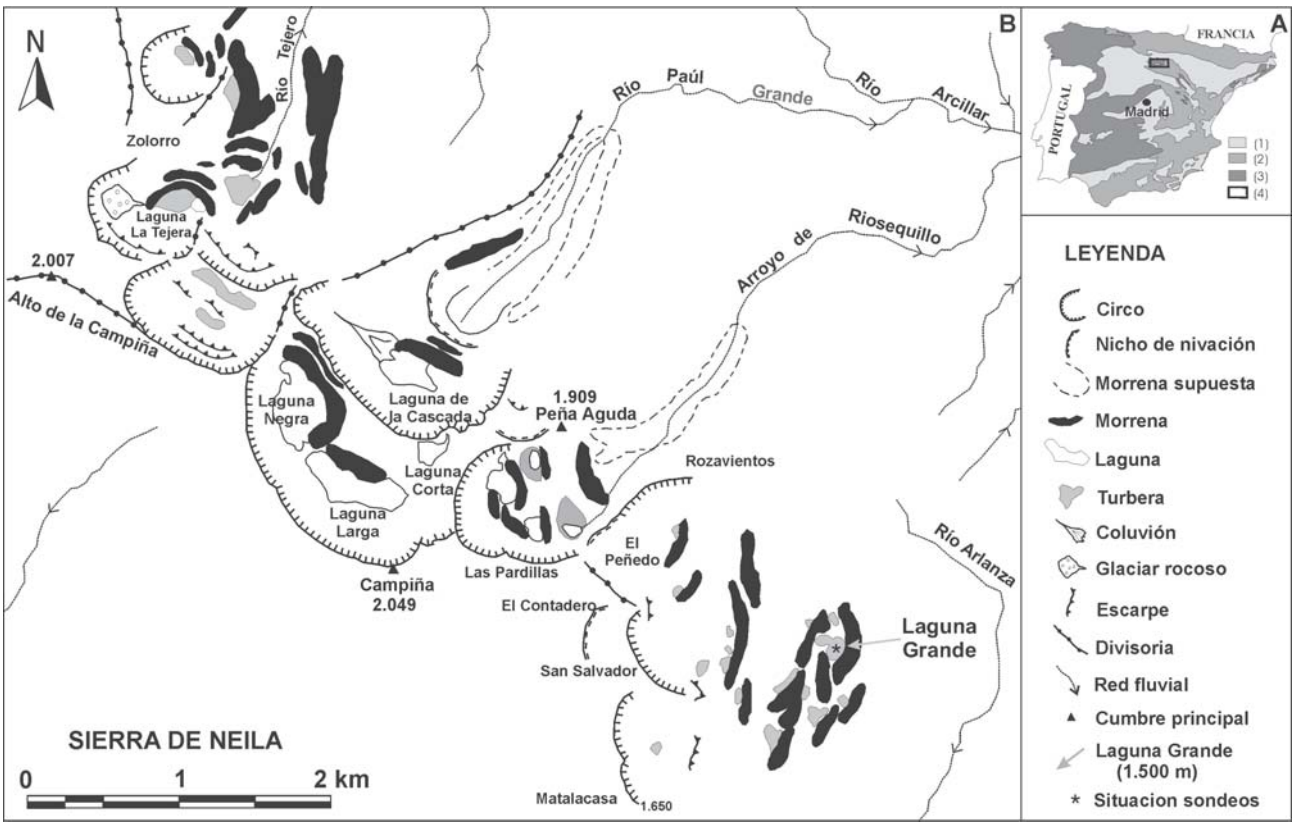

Figura 1.- **A)** Mapa de situación: (1) Cuencas terciarias. (2) Cordillera Alpina. (3) Macizos Paleozoicos. (4) Zona de estudio. **B)** Cartografía geomorfológica de las principales formas glaciares de la Sierra de Neila. Realizada a partir de la fotointerpretación de fotogramas a escala 1:18.000. Base topográfica escala 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN), hojas de Laguna Negra (278-III) y Neila (278-IV).

en invierno y del N-SO durante la primavera, verano y otoño (Font Tullot, 1983). La temperatura durante el periodo invernal tiene una media <10º C. Las medias del mes de Agosto están entre 15º-18º C, pudiéndose registrarse mínimas extraordinariamente bajas (0,5º C en Quintanar de la Sierra) (Font Tullot, 1983).

En la actualidad, laguna Grande está colmatada y se reconoce por un rellano encharcado en el que se desarrolla una turbera de tipo reotrófico de *sfagnos*, con abundantes brezos. Las dimensiones originales de los ejes de la laguna están en torno a los 140x220 m y la cuenca de drenaje tiene unas dimensiones de 2.000 m de eje mayor (borde de los circos a 1.800 m s.n.m.) por 1.200 m de eje menor (morrenas más bajas a 1.470 m s.n.m.). De acuerdo con Hutchinson (1957), laguna Grande corresponde al tipo 33: «lagos originados entre morrenas paralelas de retroceso», relacionadas con el circo de San Salvador. Este circo glaciar tuvo un bajo potencial de acumulación de hielo, debido a su pequeño tamaño y su relativa baja altitud, donde la lengua glaciar fluyó hacia el E.

Metodología

Se realizaron 7 sondeos de recuperación continua (Vegas, 2006), mediante una sonda manual Rusa (Jowsey, 1966). Los resultados de este estudio se refieren a los sondeos QS-2 (10 m profundidad), QS-4 (9 m profundidad) y QS-6 (8,40 m profundidad) realizados en el mismo punto, en la parte central de la laguna, cuyas coordenadas son: 42º02´05´´N - 3º01´04´´O. Los testigos se siglaron y fotografiaron sistemáticamente, guardándose en cámara fría a 4º C. El muestreo para la preparación de láminas delgadas de sedimentos finos, ricos en arcilla y sin consolidar, se realizó mediante electro-ósmosis (Francus y Asikainen, 2001). Las láminas delgadas se han elaborado mediante liofilizado -*freeze drying technique*- y se han embutido en resina (Francus, 1998). Las imágenes digitales se han obtenido en el microscopio electrónico (JEOL JSM-5410) en modo de electrones retrodispersados (BSE) (ampliación x100, 20 kv, 20 mm distancia de trabajo y área 1.300 x 1.000 ㎜). Se han procesado con el programa *NIH Image* versión 1.63 (http://rsb.info.nih.gov/nih-image/). En cada imagen se ha medido el área superficial de cada grano (> 1.000 granos por cada imagen analizada) y se ha calculado el tamaño de grano empleando el diámetro aparente (Francus, 1998). Con esta técnica no es posible medir partículas inferiores a 4 ㎜.

La composición mineralógica se ha determinado mediante el estudio de láminas delgadas en el microscopio petrográfico (Olympus BX51), difracción de rayos-X con el método del polvo total y agregado orientado para la fracción arcillosa (difractómetro *Phillips* con unidad de control PW17, tubo de cobre, radiación KαCu y monocromador de grafito) y EDAX en el microscopio electrónico. Los componentes de la materia orgánica se han identificado en un microscopio Olympus BX51, con equipo de fluorescencia.

Cronología

La cronología de este registro sedimentario se ha obtenido con el método de datación por radiocarbono. Se han realizado 12 dataciones (Tabla

Prof. (cm)	Laboratorio	Método	Edad (a. ^{14}C BP)	Edad calibrada (a. Cal ^{14}C BP) 2σ (95% prob.)	Mediana 2σ
45	Beta-141665	Convencional	330 ± 110	540-250 230-130 115–70 35-0	130
95	Beta-141666	Convencional	2.760 ± 50	2.960-2.765	2.855
205	Beta-145039	AMS	6.070 ± 40	7.010-6.790	6.900
270	Beta-156222	Convencional	7.820 ± 70	8.960-8.940 8.850–8.840 8.780-8.430	8.845
325	Beta-145040	AMS	8.010 ± 30	9.010-8.770	8.990
535	Beta-145041	AMS	9.700 ± 50	11.200-11.080 10.940-10.870	11.010
547	Beta-175915	AMS	10.400 ± 90	12.850-11.890	12.340
585	Beta-141667	AMS	10.650 ± 60	12.945-12.610 12.490-12.355	12.600
645	Beta-141668	AMS	11.420 ± 70	13.795-13.665 13.510-13.150	13.588
755	Beta-135634	AMS	12.040 ± 40	15.115-14.760 14.290-14.185 14.150-13.830	14.237
845	Beta-135633	AMS	16.630 ± 50	20.250-19.400	19.825
875	Beta-141669	AMS	17.150 ± 100	20.965-19.875	20.420

Tabla I.- Dataciones de radiocarbono realizadas para el registro sedimentario de la laguna Grande (Sierra de Neila). Edades convencionales de radiocarbono BP y su correspondiente edad calibrada BP, 2 sigma al 95% de probabilidad, calculadas con el programa INTCAL98 (Stuiver *et al.*, 1998). Los métodos de datación han sido AMS y radiométrico convencional con mayor tiempo de recuento (*extended counting time*).

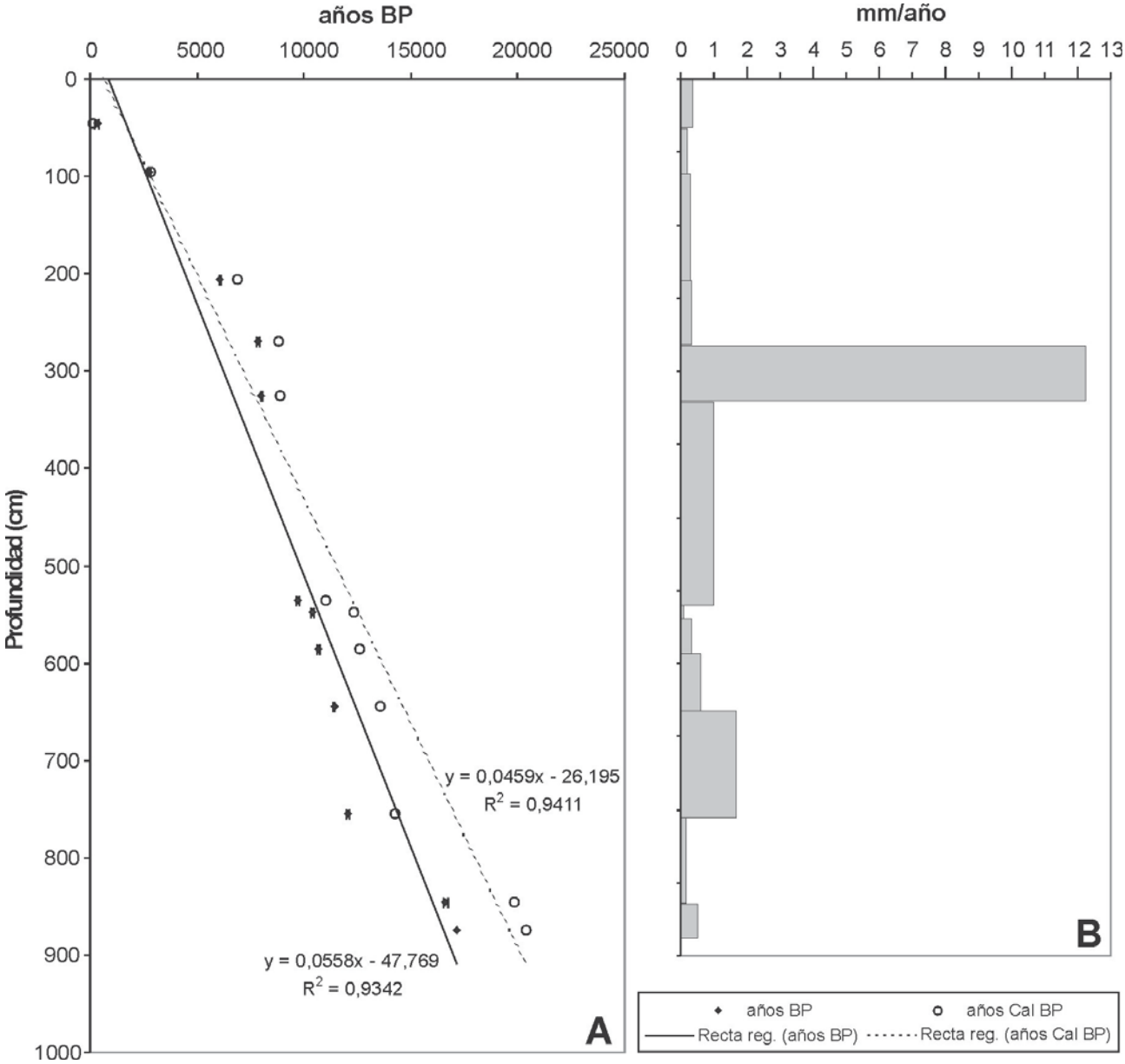

Figura 2.- **A)** Diagrama edad-profundidad del registro sedimentario de la laguna Grande (Sierra de Neila). Los rombos negros representan las edades de radiocarbono convencionales, con su intervalo de error. Los círculos blancos corresponden a las edades calibradas. **B)** Tasas de sedimentación (mm·año^{-1}) calculadas por intervalos estratigráficos a partir de las edades de radiocarbono calibradas.

I y Fig. 2) en el laboratorio *BETA Analytic Inc*. (Florida, U.S.A.) en materia orgánica total de los restos contenidos en el propio sedimento y de los niveles de turba. Las edades de radiocarbono se han calibrado con la curva INTCAL98 (Stuiver *et al*., 1998). La Unidad 1 (Tabla II, 900-1.000 cm de profundidad) no se ha datado por problemas de contaminación de las muestras.

Unidades sedimentarias

El registro de la laguna Grande se ha dividido en 9 unidades sedimentarias (Vegas, 2006) de acuerdo con los esquemas de descripción y clasificación de Schnurrenberger *et al*. (2003), basados en la descripción de los rasgos macroscópicos y en el estudio microscópico de los componentes sedimentarios, para su uso en sedimentos lacustres (Tabla II y Fig. 3).

Microfacies

El registro sedimentario contiene una gran variedad de facies lacustres que se pueden clasificar en tres grandes grupos: arenas y gravas siliciclásticas; sedimentos finamente laminados (ritmitas y capas gradadas) y sedimentos orgánicos (turbas y limos matriz-soportados con materia orgánica).

Arenas y gravas siliciclásticas

Esta facies está formada por capas gradadas centimétricas de color rosa y anaranjado, de conglomerados matriz-soportados, arenas finas-medias y

limos. Presenta el tamaño de grano más grueso de todas las facies analizadas. La composición mayoritaria es de cuarzo, fragmentos de roca sedimentarias (RS) que proceden de las areniscas y conglomerados del Grupo Urbión (Cretácico Inferior) y, en menor proporción, feldespato potásico (K), moscovita y óxidos de hierro. Como accesorios están monacita, circón y rutilo. Los minerales de arcilla de la matriz son caolinita y clorita. Dispersos entre las arenas hay clastos de RS que pueden alcanzar centiles entre 7 y 10 mm. Algunas de las capas gradadas arenosas presentan laminación cruzada en la base, que gradualmente pasan a tamaño limo.

Sedimentos laminados

Los sedimentos laminados, a pesar de su sencillez en el estudio visual, presentan notables diferencias texturales cuando se profundiza en el estudio de alta resolución a microescala. Por ello, se han podido diferenciar entre ritmitas y capas gradadas.

Unidad		Prof. (cm)	Descripción
9	9.2	0-25	*Turba.* Actual turbera de *sfagnos*.
	9.1	25 180	*Láminas orgánicas de color marrón y láminas de fangos orgánicos de color negro.*
8		180 370	*Turba poco evolucionada.* Formada por macro y micro restos vegetales parcialmente descompuestos (restos de hojas, tallos y raíces muy finas) de textura esponjosa y ácidos orgánicos.
7		370 540	*Laminitas de materia orgánica de color marrón claro.* Comienza con laminitas de color crema de limos finos matriz-soportados y arcilla con restos orgánicos. El resto son alternancias milimétricas a submilimétricas de láminas orgánicas, con un espesor de 1,5 a 0,4 mm.
6		540 635	*Láminas y capas de composición orgánica - siliciclástica de color marrón.* Laminación paralela milimétrica con materia orgánica. Se pasa de láminas de tamaño de grano muy fino(espesor: 1-1,5 mm), hacia capas de tamaño de grano más grueso (espesor: 1 y 3 cm). Secuencia estratocreciente y granocreciente, con aumento de materia orgánica.
5		635 670	*Laminitas y capas gradadas siliciclásticas-orgánicas.* Primeros restos orgánicos reconocibles junto con la sedimentación detrítica. Los granos detríticos son de menor tamaño que en las unidades anteriores. Espesor laminitas de 1 a 2 mm. Intercaladas hay capas gradadas con restos vegetales y limos con matriz limosa-arcillosa.
4		670 780	*Capas gradadas y ritmitas siliciclásticas limos-arcillas de color rosa.* Predominan las capas gradadas siliciclásticas con un espesor medio de 4 mm y, en ocasiones, > 1cm. Pares de limos medios sin matriz/arcilla y limos matriz-soportado/arcilla. Espesor 1 y 2 mm.
3		780 847	*Ritmitas de limos-arcillas y capas gradadas siliciclásticas color rosa claro.* Alternancias rítmicas de láminas milimétricas y submilimétricas. Pares de limos medios sin matriz/arcilla y limos matriz-soportado/arcilla. Espesor: 1 mm. Intercaladas hay capas gradadas granodecrecientes de limos gruesos mal seleccionados sin matriz, que pasan a limos medios-finos con matriz arcillosa. Espesor 1 - 9 mm.
2		900 847	*Ritmitas siliciclásticas formadas por láminas de limos y arcillas de color rosa*. Alternancias rítmicas de pares de láminas milimétricas y submilimétricas siliciclásticas. Pares de limos medios sin matriz/arcilla o limos matriz-soportado/arcilla. Espesor 1 y 2 mm, ocasionalmente < 1 mm.
1	1.3	900 954	*Capas gradadas de conglomerados grano-soportados, arenas medias rosas y limos marrones.* Base erosiva. Capa centimétrica de litoarenitas medias y capa decimétrica de conglomerado de areniscas arenoso-limoso. A techo capa centimétrica de limos arcillosos con materia orgánica.
	1.2	954 980	*Conglomerado matriz-soportado, arenas gruesas y medias de color naranja.* Capas centimétricas gradadas de conglomerados con fragmentos de roca y matriz arenoso-limosa. Tamaño de grano más grueso de todo el registro de laguna Grande. Granodecreciente y estratodecreciente.
	1.1	980 1000	*Arenas finas, arenas gruesas rosa-anaranjado y arenas muy finas de color rosa.* Capas centimétricas de subarcosas muy finas y litoarenitas-sublitoarenitas gruesas, con matriz arcillosa. Baja selección.

Tabla II.- Descripción de las unidades sedimentarias del registro de la laguna Grande (Sierra de Neila) según Vegas (2006).

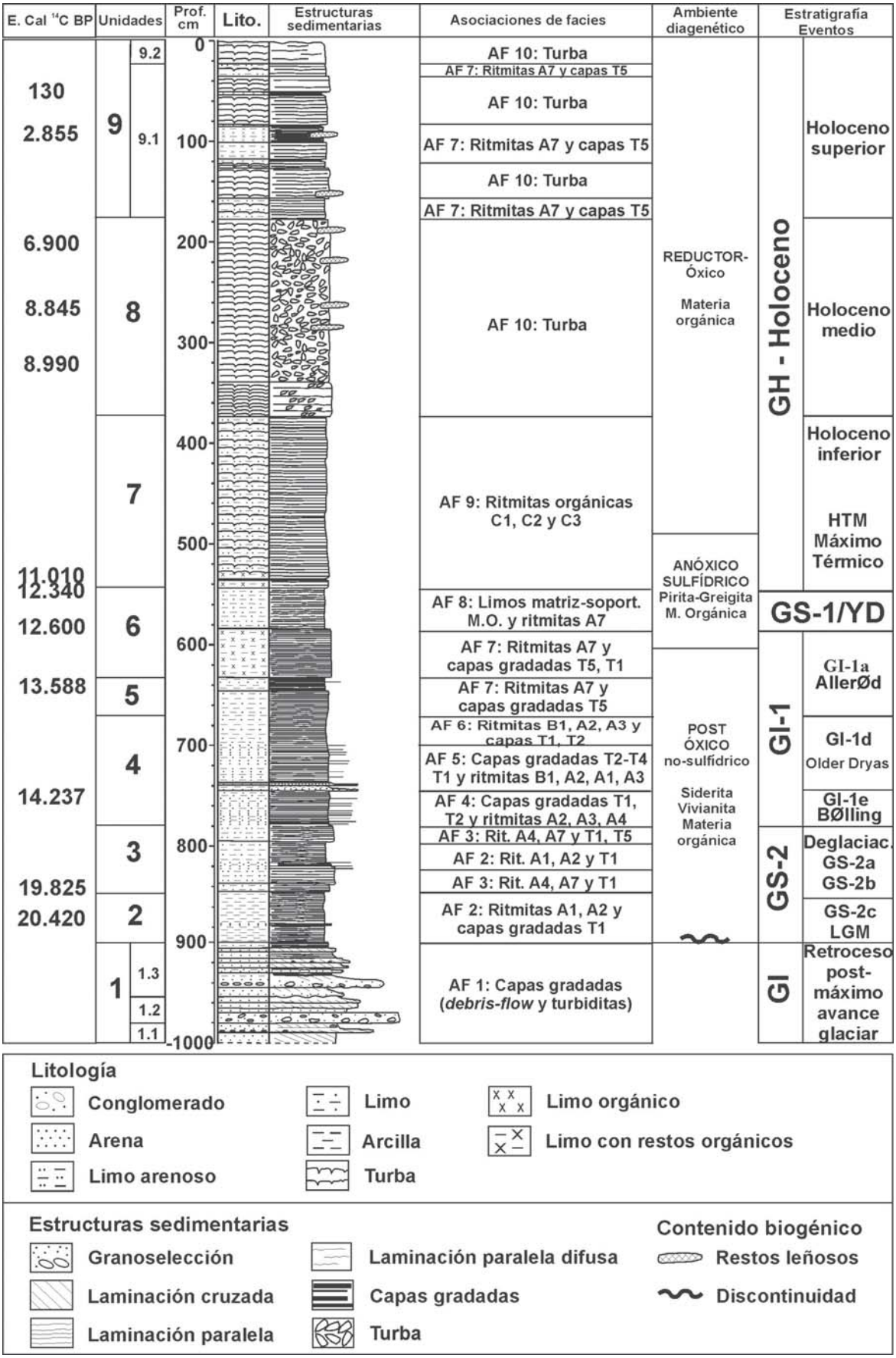

Figura 3.- Columna estratigráfica del registro sedimentario de la laguna Grande (Sierra de Neila). Se han incluido: edades de radiocarbono calibradas, unidades sedimentarias, asociaciones de facies, ambientes y minerales diagenéticos. En la columna de la derecha se sitúan los eventos paleoclimáticos identificados en este registro sedimentario, de acuerdo a la nomenclatura propuesta para la estratigrafía de eventos del grupo INTIMATE (sondeo GRIP: GI, interestadial y GS, estadial. GH, Holoceno. Björck *et al*., 1998; Walker *et al*., 1999).

Ritmitas.

Están formadas por una pareja de dos o más láminas que se han originado durante un ciclo de sedimentación anual y el contacto entre las láminas es neto (Sturm y Matter, 1978). Uno de los requisitos para denominar una pareja de láminas como «varva» es que correspondan a un ciclo de sedimentación anual (Alapieti y Saarnisto, 1981; Francus y Saarinen, 1999). Para no introducir términos genéticos, como el de «varva», que podrían forzar las interpretaciones, se empleará el término más genérico de ritmita.

Las ritmitas identificadas en este registro se han clasificado en 9 tipos básicos (Vegas, 2006) en función de la composición, textura, estructuras y del número de láminas que contienen en un ciclo de sedimentación (Tabla III). Excepto el tipo A7, se han interpretado que corresponden a un patrón de sedimentación de orden anual. El criterio seguido, puesto que se encuentran en ambiente glaciolacustre, es que cada lámina superior de grano más fino (predominantemente arcillosa) se decantaría durante la estación de invierno bajo una capa de hielo, marcando así el ciclo anual de sedimentación (p.e. Smith, 1978; Sturm y Matter, 1978; Blass *et al.*, 2003). La composición de las ritmitas siliciclásticas es muy similar. Las láminas gruesas inferiores están formadas, mayoritariamente, por granos de cuarzo (80-90%) y, en menor proporción, filosilicatos (micas y clorita), feldespato potásico (K) y fragmentos de roca sedimentaria (RS: cuarzoarenitas y subarcosas de grano muy fino). Como minerales accesorios están monacita, circón, rutilo y óxidos de hierro-manganeso. Las láminas superiores arcillosas están compuestas por ilita, caolinita y clorita de origen detrítico. Todas las ritmitas analizadas son planares. En cambio, las ritmitas orgánicas incluyen los pares de láminas que están formados mayoritariamente por materia orgánica y, en menor proporción, contienen material detrítico siliciclástico (<15%). Por tanto, la diferencia más notable es que presentan, al menos, una lámina donde predomina el componente orgánico. Los espesores encontrados son muy variables, entre 0,5 y 3 mm.

Capas gradadas.

Además de las ritmitas, se han identificado otras capas de tamaño de grano muy fino (limos) y poco espesor (de 1 mm a 20 mm), cuya característica principal es una gradación en el tamaño de grano de muro a techo, muy diferente al carácter dual de las ritmitas. La composición es similar a la de las ritmitas siliciclásticas descritas anteriormente. Se han clasificado en 4 tipos básicos (Tabla IV), de acuerdo con la textura y estructuras presentes (Vegas, 2006).

Sedimentos orgánicos

Limos matriz-soportados con restos orgánicos.

Estas microfacies están caracterizadas por la ausencia de una laminación rítmica, donde no se distingue ningún patrón en la distribución de las láminas. Al microscopio se han identificado como capas milimétricas de limos matriz-soportados de cuarzo, con matriz arcillosa y restos orgánicos. En

TIPOS			Descripción	P (%)	mDo (µm)	Min. diagenéticos y M.O.	Interpretación
SILICICLÁSTICAS	SIMPLES	A1	LS: Arcilla	-	-	(-) esferulitos siderita	Flujos superficiales turbulentos. Sedimentación estacional.
			LI: Limos grano-soportados sin matriz	30	6,5-7		
		A2	LS: Arcilla con limos dispersos	6	6	(-) esferulitos siderita	Flujos intermedios turbulentos del drenaje subglaciar. Tocan ligeramente el fondo.
			LI: Limos grano-soportados con matriz	45	9,5-10		
		A3	LS: Arcilla con limos dispersos	16	6,8	M.O. esferulitos siderita-vivianita	Flujos intermedios turbulentos en un lago con mayor productividad biológica. Fondo anóxico ligeramente reductor.
			LI: Limos grano-soportados, matriz y M.O.	45,1	10,5		
		A4	LS: Limos finos matriz-soportados, restos orgánicos	14	7	M.O. esferul. y parches siderita	Flujos profundos de baja densidad. Fondo anóxico ligeramente reductor.
			LI: Limos grano-soportados con matriz	31,5	8,5		
		A7	LS: Arcilla con limos y M.O. dispersos	5	6	M.O.	Sin patrón anual. Reducción del aporte detrítico. Cuencas sin glaciares.
			LI: Limos matriz-soportados con M.O.	6	6,5		
	MÚLTIPLES	B1	4 láminas: Lám. fina 2: Techo. Arcilla Lám. gruesa 2: Limos grano-soportados sin matriz Lám. fina 1: Limos finos con matriz Lám. gruesa 1: Limos grano-soportados sin matriz	 2 30 20 30,5	 - 7 6,2 8-10	esferulitos siderita-vivianita	Tripletas formadas por una sedimentación sub-anual, con 2 máximos en el aporte (fusión nival más fusión glaciar). Culmina con una lámina arcillosa de invierno. Retroceso del glaciar, que está próximo al lago.
ORGÁNICAS		C1	LS: Arcilla con limos dispersos	1,5	5,8-6,5	Framboides pirita	Ambiente lacustre profundo con alta productividad. Óptimo interglaciar.
			LI: Materia orgánica	-	-		
		C2	LS: Limos matriz-soportados	2-8	5,8-7,1	-	Ambiente lacustre profundo con alta productividad. Mayor aporte detrítico estacional. Óptimo interglaciar.
			LI: Materia orgánica con restos vegetales	-	-		
		C3	LS: Arcilla	-	-	Framboides pirita	Ambiente lacustre profundo, con *blooms* algares de diatomeas. Óptimo interglaciar.
			LI: Diatomeas, quistes de algas crisoficeas	-	-		

Tabla III.- Descripción de las microfacies de las ritmitas identificadas en el registro sedimentario de la laguna Grande, de acuerdo al trabajo de Vegas (2006). LI: Lámina inferior; LS: Lámina superior. M.O.: materia orgánica. Índice mDo: mediana del tamaño de grano. Índice P: porcentaje de granos del esqueleto. Estos índices han sido calculados mediante análisis digital de imágenes de microscopía electrónica.

TIPOS	Descripción	Índice P (%)	Minerales diagenéticos	Interpretación
T1: Capas con gradación normal sin matriz arcillosa	Disminución gradual del tamaño de grano hacia techo desde limos sin matriz (11-17 µm) hasta arcillas. A techo lámina arcillosa por decantación durante el invierno, bajo cubierta de hielo.	Techo: 8 Base: 50	Parches siderita (-) en el techo	Flujo de baja turbulencia que se decanta desde posiciones intermedias o altas, suficientemente alejadas del fondo como para que se produzca una gradación positiva. Se pueden originar durante periodos de fusión glaciar-nival o eventos tormentosos.
T2: Capas con gradación inversa en la base	El contacto de la base es neto, ondulado y erosivo. Gradación inversa en la parte inferior (8 µm) hasta alcanzar el tamaño de grano mayor de la capa (11 µm) y posteriormente disminuye hasta tamaño arcilla. Matriz arcillosa detrítica en la base, de tipo esquirla por arrastre.	Techo: 5 Base: 40-50	Parches siderita en el techo. Esferulitos de vivianita-siderita.	Flujo turbidítico en origen, de baja velocidad y baja concentración de sedimento. Erosiona el fondo ligeramente e incorpora al flujo partículas de tamaño arcilla transformándose en un *mud-flow*. Cambio en la reología a plástica en un flujo laminar.
T4: Capas con doble gradación positiva	Doble gradación positiva en el tamaño de grano. La media del tamaño de grano es máxima en la base (12,2 µm) y disminuye hasta la zona media de la capa (9,8 µm), donde se produce un nuevo aumento de tamaño de grano (10,5 µm). Continua la gradación normal hasta el techo de la capa (5,2 µm).	Base: 54,5	Parches siderita en el techo. Esferulitos de vivianita-siderita.	Puede deberse a varios motivos: a) un primer aporte durante periodos de fusión glaciar en posiciones intermedias, seguido de otro aporte de menor entidad (episodios de tormentas) que penetran en el lago como flujos superficiales; b) Un aporte de aguas de fusión en posiciones intermedias o superficiales modificadas por corrientes del fondo.
T5: Capas con restos vegetales en la base y matriz arcillosa	En la base hay fragmentos de materia orgánica vegetal y limos (6,4 µm) englobados en una matriz arcillosa. En la zona media sólo hay pequeños fragmentos de materia orgánica dispersos entre los limos con una tendencia granodecreciente. Entre los limos hay matriz arcillosa detrítica, pero los clastos están en contacto puntual.	Techo: 3 Media: 32 Base: 13	-	Flujo con base de reología plástica que incorporaría sedimentos y materia vegetal de las orillas del lago, sin descartar el efecto de los deslizamientos. Laguna menos profunda y con unas orillas bien desarrolladas y colonizadas por la vegetación. No aparecen ritmitas en los sedimentos asociados.

Tabla IV.- Descripción de las microfacies de las capas gradadas identificadas en el registro sedimentario de la laguna Grande, de acuerdo al trabajo de Vegas (2006). El tamaño de grano se ha calculado con el índice mDo: mediana del tamaño de grano. Índice P: porcentaje de granos del esqueleto. Los índices se han obtenido mediante análisis digital de imágenes de microscopía electrónica.

ocasiones se han identificado framboides de pirita. El espesor de las láminas es muy variable, entre 15 y 5 mm. Los principales componentes orgánicos son las diatomeas (López-García, 2000), macrofitos, colonias de *Botriococcus braunii* y *Pediastrum boryanum* (López-Sáez, 2000), pólenes y esporas (Ruiz-Zapata *et al.*, 2002) y materia orgánica amorfa.

Sedimentos orgánicos de tipo turba.

Este tipo de sedimentos tienen más del 90% de macrorrestos vegetales y sustancias húmicas, de color marrón oscuro-negro. Incluyen una gran variedad de restos leñosos-celulósicos irregularmente preservados y material orgánico de origen edáfico, como cutículas de macrofitas (emergentes y sumergidas) y restos leñosos identificados por la morfología de las células vegetales.

Asociaciones de facies

Asociaciones de facies relacionadas con la dinámica proglaciar (Fig. 3)

Se ha aplicado el modelo clásico de ambiente lacustre proglaciar: facies proximales, intermedias y distales (p.e. Smith, 1978; Agterberg y Banerjee, 1969). En general, la ausencia de *dropstones* y estructuras de deformación, como indicadores del empuje glaciar, apuntan hacia situaciones paleoambientales donde no se habría producido la conexión directa entre las lenguas glaciares y la cubeta lacustre (Brauer y Casanova, 2001), desde el momento del último avance y posterior retroceso del glaciar de San Salvador en la Sierra de Neila.

Asociación de facies 1 - capas gradadas arenosas con gravas.

Está formada por capas gradadas arenosas de tipo turbidita y, en menor proporción, *debris flows* de tamaño arena, con gravas matriz-soportadas. No aparecen ritmitas intercaladas. En conjunto, indica una elevada tasa de sedimentación, como consecuencia de un mayor aporte de las masas de derrubios inestables (*debris* supraglaciares y *tills* subacuáticos de fusión) que existían en el margen del glaciar. Estos hechos, probablemente, ocurrieron en el margen de la lengua glaciar muy próxima al lago dentro de un contexto de retroceso. Esta asociación también ha sido descrita en otras cuencas alpinas durante los primeros estadios de una deglaciación (Lister, 1984; Brauer y Casanova, 2001), que ocurren posteriormente al máximo avance glaciar.

Asociación de facies 2 - ritmitas siliciclásticas A1-A2 y capas gradadas T1.

Caracterizada por la presencia de ritmitas de tipo A1-A2 y, en menor proporción, capas gradadas de tipo T1. Este tipo de ritmitas indican que el medio lacustre aún tiene una gran influencia glaciar, con una estacionalidad marcada de tipo anual y un aporte de material detrítico muy bajo, limitado al corto periodo de primavera. Este hecho indica una disponibilidad de sedimentos baja, debido a que el sistema glaciar tendría poca disponibilidad de agua líquida y/o los suelos permanecerían congelados durante una gran parte del año, que impedirían la movilización del sedimento. El contexto general que marca esta asociación sería de desconexión entre la lengua glaciar y la laguna, que

estaría acompañado por un adelgazamiento de la lengua glaciar y una modificación del drenaje subglaciar (Russell *et al.*, 2003), con unas condiciones periglaciares en las cotas de la laguna Grande.

Asociación de facies 3 - ritmitas A4-A7 y capas gradadas T1.

Predominan las ritmitas siliciclásticas de tipo A4 (materia orgánica <2% en la lámina superior) y capas gradadas de tipo T1. Asociadas a ellas, aparecen ritmitas de tipo A7 y, en contadas ocasiones, láminas de limos matriz-soportados con materia orgánica. Se interpreta como un sistema lacustre dominado por una estacionalidad no tan marcada y unos inviernos menos rigurosos, puesto que no hay ritmitas con una verdadera lámina arcillosa a techo. También marcaría el comienzo de la recuperación de los suelos en la cuenca de drenaje, que permitirían un desarrollo de la vegetación herbácea. La lengua glaciar habría retrocedido hasta posiciones más altas en la cuenca de drenaje y habría un ligero aumento en la disponibilidad de sedimentos, con respecto a la asociación anterior.

Asociación de facies 4 - capas gradadas T1-T2 y ritmitas A2-A3-A4.

Caracterizada por la elevada presencia de capas gradadas de tipo T1 y T2 , con espesores que varían desde 4 mm hasta 1,5 cm. Intercaladas entre ellas, pero en menor proporción, aparecen las ritmitas de los tipos A2, A3 y A4, con espesores muy variables. Esta mayor sedimentación de capas gradadas representarían elevadas tasas de erosión fluvial y/o un incremento en la disponibilidad de sedimentos en la cuenca de drenaje. Sin embargo, no es posible separar los efectos que producirían un aumento en las precipitaciones de aquellos que se originan por el aumento de la temperatura, puesto que ambos pueden causar un mayor aporte mineral en los lagos (Rubensdotter y Rosqvist, 2003). La hidrología de la cuenca de drenaje y los aportes al lago serían de tipo glaciofluviales. Las ritmitas que forman esta asociación contienen abundante siderita y vivianita, favorecidos por un aporte de materia orgánica a un lago con fondo anóxico, pudiendo considerar que hubo un ligero desarrollo de la cubierta edáfica en la cuenca de drenaje.

Asociación de facies 5 - capas gradadas T1-T2-T4 y ritmitas B1-A2-A1-A3.

El rasgo más común de esta asociación es la elevada presencia de capas gradadas de tipo T1, T2 y T4, con espesores que varían desde 4 mm hasta 5 cm. Intercaladas entre ellas, pero en menor proporción, aparecen las ritmitas siliciclásticas múltiples tipo B1 (2 y 8 mm de espesor) y simples de los tipos A2, A1 y A3, con espesores muy variables. Las ritmitas múltiples B1 están formadas por una tripleta (dos láminas gruesas separadas por una más fina) y son el resultado de dos máximos separados en el aporte (Smith, 1978): uno que procedería de la fusión de la capa de nieve durante el final de la primavera y/o comienzo del verano; y otro proveniente de la fusión glaciar al final del verano. Se relacionan con elevadas tasas de sedimentación, que indicarían retroceso del hielo (Leonard, 1986). Por ello, indica una estacionalidad marcada y gran disponibilidad de sedimentos, en una cuenca de drenaje desprovista de vegetación.

Asociación de facies 6 - ritmitas siliciclásticas múltiples B1, simples A2-A3 de mayor espesor y capas gradadas T1-T2.

La principal característica de esta asociación es la presencia de ritmitas múltiples de tipo B1 (5 y 8 mm de espesor). Este tipo de ritmitas están intercaladas con las de orden anual de tipo A2 y A3 y, en menor proporción se identifican capas gradadas de tipo T1 y T2 de bajo espesor (1 y 3 mm). La mayor presencia de los tipos B1, A2 y A3, junto con la menor presencia de capas gradadas indican una estacionalidad muy marcada, una menor disponibilidad de sedimentos en comparación con la asociación nº 5.

Asociaciones de facies sin influencia glaciar (Fig. 3)

Asociación de facies 7 - Laminitas de tipo A7, limos matriz-soportados con materia orgánica y capas gradadas T5-T1.

Se caracteriza por presentar las ritmitas de tipo A7, que tienen un mayor contenido en materia orgánica y una disminución significativa del aporte detrítico de tamaño limo. Esta disminución pudo estar favorecida por la progresiva colonización de las orillas por la vegetación y a un mayor desarrollo de la cubierta edáfica en la cuenca de drenaje. Intercaladas aparecen capas gradadas T5, con abundantes restos vegetales, y, en menor proporción, finas capas gradadas de tipo T1 (1-2 mm). Pueden interpretarse dentro de un contexto ambiental con una estacionalidad mucho menos marcada, con un aumento de la productividad del lago y, sobre todo, no se detecta en la sedimentación la influencia directa de los procesos glaciares en estas lagunas bajas de la Sierra de Neila. Sólo los procesos periglaciares dominarían en las zonas de los circos. Por primera vez en este registro, no se ha podido reconocer un patrón de sedimentación de orden anual

Asociación de facies 8 - Limos matriz-soportados con restos orgánicos y pirita y ritmitas A7.

La principal característica es el predominio de capas de limos matriz-soportados y restos orgánicos. La erosión de los suelos de la cuenca de drenaje podría haber favorecido el mayor aporte de material arcilloso, que es la fracción detrítica más representativa. También aparecen ritmitas tipo A7, con gran cantidad de materia orgánica por la erosión de los suelos de la cuenca de drenaje y de las orillas del lago (diatomeas litorales, restos de macrofitas, restos orgánicos amorfos, etc.). Estas evidencias hacen suponer una disminución en la lámina de agua del lago, que dejó parcialmente

expuestos los sedimentos litorales, que indicaría unas condiciones climáticas más secas. La alternancia de capas de espesor muy variado (5-20 mm), donde se encuentran framboides de pirita, apuntan la existencia de periodos largos con baja tasa de sedimentación y fondo anóxico. No se ha identificado estacionalidad en los aportes.

Asociación de facies 9 - Ritmitas orgánicas C1-C2-C3.

Está formada, mayoritariamente, por ritmitas orgánicas de tipo C1, C2 y C3. La acumulación de restos orgánicos autóctonos domina la sedimentación en las zonas profundas, siendo casi inexistente el componente detrítico. Se puede interpretar un medio con elevada lámina de agua, con unas condiciones paleoclimáticas más templadas y húmedas, sin inviernos rigurosos y que favorecerían el aumento de la productividad. En estas ritmitas hay una gran variedad en las especies de diatomeas, pero la presencia de especies ticoplanctónicas corrobora la interpretación de un periodo con un elevado nivel del lago (López-García, 2000; Vegas *et al*., 2003). La cuenca de drenaje estaría completamente colonizada por la vegetación (Ruiz-Zapata *et al*., 2000; 2003), que reduciría extraordinariamente la entrada de aportes detríticos. Tan sólo se produce la sedimentación de partículas finas (tamaño arcilla) que provienen de los suelos de la cuenca de drenaje.

Asociación de facies 10 - sedimentos orgánicos de turbera.

Está caracterizada por la presencia exclusiva de sedimentos orgánicos de tipo turba, que incluyen una gran variedad de restos leñosos y celulósicos irregularmente preservados, esporas, pólenes y material orgánico de origen edáfico (ácidos húmicos). Corresponde a un ambiente lacustre con una lámina de agua muy baja que, más bien, se podría clasificar como un ambiente palustre, donde predomina la vegetación emergente. El desarrollo de turberas puede ser el causante de la acidificación natural de los lagos (Prather y Hickman, 2000). En consecuencia, una disminución del pH favorecería la descomposición de la vegetación litoral y la producción de ácidos húmicos (Leira, 2005).

Interpretación y discusión de eventos climáticos

Para la interpretación paleoclimática del registro de la laguna Grande se ha empleado la metodología de la estratigrafía de eventos propuesta por el grupo INTIMATE (Björck *et al*., 1998; Walker *et al*., 1999), que emplea la curva de $\delta^{18}O$ de los sondeos de hielo en Groenlandia (GRIP, *proxy* de paleotemperaturas). El registro GRIP ha sido dividido en una secuencia de ‘eventos isotópicos’, datados en años de hielo, que distinguen entre eventos fríos (Estadiales prefijo ‘GS’: *Greenland Stadial*) y templados (Interestadiales prefijo ‘GI’: *Greenland Interstadial*). Para aplicar esta metodología en el registro de la laguna Grande se han determinado las evidencias sedimentarias que han permitido identificar diferentes eventos climáticos y esos eventos se han fijado temporalmente mediante cronología por radiocarbono (Fig. 3).

Unidad 1: Pre-Último Máximo Glaciar (> 21.000 a. Cal BP)

En la Unidad 1 se ha identificado el primer evento climático, donde predomina la asociación de facies de tipo 1 (*capas gradadas arenosas, con gravas de tills glaciares*). Esta unidad hacia techo es estratodecreciente y granodecreciente (Fig. 3), lo cual refleja un pulso de retroceso de las lenguas glaciares durante los primeros estadios de una deglaciación. Este evento interestadial marcaría el final del máximo avance de la lengua glaciar del circo de San Salvador y un primer gran pulso de retroceso en estos glaciares alpinos de la Sierra de Neila. No hay dataciones radiométricas para esta unidad pero, sin duda, este evento ocurrió con anterioridad a 21.000 a. Cal BP, previo al GS-2c o Último Máximo Glaciar.

En la Península Ibérica hay registros glaciares y lacustres que confirman que el máximo avance glaciar ocurrió con anterioridad al GS-2c o Último Máximo Glaciar. Cabe destacar el ibón de Tramacastilla (Pirineos) datado en 29.400 a. BP (Montserrat, 1992; García Ruiz *et al*., 2001); la turbera del Portalet (Pirineos) con una edad de 28.300 a. BP (González-Sampériz *et al*., 2004); la laguna de Villaseca (León) con una edad de 34.000 a. BP (Jalut *et al*., 2004), la laguna de Bragañones (Parque Natural de Redes) con una edad de 28.990 a. BP y la cuenca de Comella (Picos de Europa) con una edad de 40.480 a. BP (Jiménez y Farias, 2002) y la laguna del Hornillo (Sierra de Urbión) con 31.360 a. Cal BP (Vegas, 2006). En el resto de la región mediterránea, también hay evidencias de un máximo avance glaciar anterior al GS-2c. Hughes (2004) y Hughes *et al*. (2006) muestran cómo el máximo avance glaciar en Grecia ocurrió con anterioridad al GS-2c. La reducción de la precipitación durante los estadiales pudo haber inhibido el crecimiento glaciar y habrían forzado el retroceso de los glaciares pre-existentes. Para estos autores, un clima frío y seco favorecería la formación de glaciares rocosos y fenómenos periglaciares. De la misma manera, en los Apeninos italianos la máxima expansión ocurrió entre 31.500 y 26.236 a. Cal BP (Girauldi y Frezzotti, 1997).

Unidad 2: Último Máximo Glaciar (Last Glacial Maximum)

La Unidad 2 está caracterizada por la asociación de facies tipo 2 (*ritmitas siliciclásticas A1-A2 y capas gradadas T1*). Se produjo una disminución importante en el tamaño de grano, en comparación con la unidad anterior. En las regiones que han sido previamente

glaciadas, los procesos de movilización de derrubios frecuentemente resedimentan depósitos glaciares y glaciofluviales antiguos que, probablemente, favorecerían una disminución en el tamaño de grano de las secuencias (Rubensdotter y Rosqvist, 2003). Las lenguas glaciares no tenían conexión directa con estos sistemas lacustres situados en las cotas más bajas de la Sierra de Neila. La cronología de este evento se sitúa, aproximadamente, entre 21.000 y 19.800 a. Cal BP, que se ha correlacionado con el evento GS-2c o, también denominado Último Máximo Glaciar.

En los Pirineos durante este periodo se produce un nuevo crecimiento de los glaciares (Pallàs *et al*., 2006), pero de menor entidad que el precedente. García Ruiz *et al*. (2001) apuntan a que es debido al efecto negativo de la expansión del hielo en el Océano Atlántico sobre el contenido en humedad de las corrientes frontales. Las razones atribuidas a este diferente comportamiento no están claras, pero García Ruiz *et al*. (2001) indican que durante los periodos más fríos del Pleistoceno Superior, el Frente Polar del Atlántico Norte descendió hasta latitudes muy bajas, reduciendo drásticamente la alimentación en humedad de las corrientes polares que afectarían a la Península Ibérica. De esta forma, el GS-2c originó la gran expansión de los glaciares del N de Europa e incluso de los Alpes, pero originó una expansión mucho más reducida a latitudes más bajas (García Ruiz *et al*., 2001). Los estudios polínicos de las secuencias lacustres de España muestran el predominio de la vegetación estépica durante este periodo, que también apuntan hacia unas condiciones áridas y frías, tanto en las regiones montañosas como en las zonas más bajas (p.e. Pons y Reille, 1988; Pérez-Obiol y Juliá, 1994; Carrión *et al*., 1998; Carrión y van Geel, 1999; Ruiz-Zapata *et al*., 2000, 2002; Valero-Garcés *et al*., 2004; González-Sampériz *et al*., 2006).

Para el grupo EPILOG (Mix *et al*., 2001) el Último Máximo Glaciar no corresponde exactamente con las temperaturas más frías en el Hemisferio N. De hecho, en estas regiones la temperatura mínima ocurre durante los eventos Heinrich (Bard *et al*., 2000). Este hecho también ha sido observado en las secuencias del S de Europa (Follieri *et al*., 1998; Galanidou *et al*., 2000; Watts *et al*., 2000; Tzedakis *et al*., 2004).

Unidad 3: Deglaciación

La Unidad 3 está caracterizada por la asociación de facies tipo 2 (*ritmitas A1, A2 y capas gradadas T1*) y la tipo 3 (*ritmitas A4-A7 y con capas gradadas T1*). Se ha interpretado como un sistema lacustre con fuerte estacionalidad y bajo aporte de sedimentos, que en su etapa final está dominado por una estacionalidad menos marcada, con inviernos menos rigurosos. Además, comienza la recuperación de los suelos en la cuenca de drenaje, que permitirían una colonización paulatina de la vegetación herbácea, que marcan el final de un ciclo frío. Este periodo se sitúa entre 19.800 y 14.800 a. Cal BP y está marcado por una baja tasa de sedimentación (Fig. 2), correlacionándose con el GS-2a y GS-2b en el sondeo GRIP.

El evento frío Heinrich HE-1 ocurrió durante este periodo (16.000-17.500 a. Cal BP) y podría identificarse en la mitad de la Unidad 3 (Fig. 3), puesto que la tasa de sedimentación es una de las más bajas de este registro (Fig. 2) y este evento ocasionaría una disminución muy acusada en la sedimentación (Vegas, 2006), además de una falta de aporte polínico en el registro (Ruiz-Zapata *et al*., 2000, 2002). Durante los eventos HE la Península Ibérica estuvo sometida a un clima mucho más frío y árido (Cacho *et al*., 1999, 2001; Moreno *et al*., 2005). Se produjo la entrada de aguas polares de fusión a través del Estrecho de Gibraltar que, junto con la aparición de fuertes vientos del NO, pueden ser la conexión entre el Mediterráneo y Groenlandia (Cacho *et al*., 1999, 2000).

Unidades 4, 5 y 6: Interestadial Bølling-AllerØd

Aparece representado en las unidades 4, 5 y la mitad inferior de la Unidad 6 (Fig. 3). El análisis de las facies sedimentarias ha permitido identificar dos episodios más cálidos, separados por uno más frío.

Primera mitad Unidad 4 – Bølling.

En la parte inferior de esta unidad (Fig. 3) predomina la asociación de tipo 4 (*capas gradadas T1-T2-T4 y ritmitas B1-A2-A3*) y muestra un incremento en los aportes detríticos al lago, que se ha interpretado como un retroceso significativo de la lengua glaciar. La mayor sedimentación de capas gradadas representarían elevadas tasas de erosión fluvial y/o un incremento en la disponibilidad de sedimentos. Los grandes aportes de sedimentos son mayores durante las fases de retroceso, en comparación con las fases de avance glaciar (Jansson *et al*., 2005). Este subinterestadial tiene una cronología entre 14.800 y 14.000 a. Cal BP y se ha correlacionado con el evento GI-1e.

Segunda mitad Unidad 4 - Older Dryas.

La mejoría climática identificada anteriormente se ve parcialmente interrumpida por un episodio de características más frías, que queda marcado en la sedimentación de la mitad superior de esta unidad (Fig. 3). Predomina la asociación de facies tipo 5 (*capas gradadas T1-T2-T4 y ritmitas B1-A2-A1-A3*) y tipo 6 (*ritmitas siliciclásticas múltiples B1, simples A2-A3 y capas gradadas T1-T2*), que se han relacionado con una reactivación de los procesos glaciares y periglaciares en las partes altas de la cuenca de drenaje. El sistema lacustre manifiesta una fuerte estacionalidad, registrando hasta 4 eventos dentro de un ciclo anual, que reflejarían un aumento en las precipitaciones con una mayor representación de fusión nival, más la fusión glaciar y un lago helado en invierno. Es evidente, a pesar de ser un episodio de recrudecimiento climático,

que hubo una disponibilidad de sedimentos considerable que, probablemente, se vio favorecida por la erosión de la cubierta edáfica desarrollada durante el GI-1e. La disponibilidad de sedimentos es muy importante, puesto que cuando se produce un incremento en la inestabilidad de la red de drenaje subglaciar y proglaciar, juegan un papel crítico, regulando la tasa de sedimentos en la cuenca lacustre, las texturas, estructuras y el espesor de las ritmitas y capas gradadas (Blass *et al*., 2003). Por ello, la distancia relativa entre el frente glaciar y la cuenca lacustre juegan un papel crucial, dirigiendo tanto la estructura, como el patrón de las secuencias laminadas en los ambientes lacustres proglaciares (Blass *et al*., 2003; Jansson *et al*., 2005). La cronología sitúa este evento entre el 14.000 y 13.500 a. Cal BP, pudiendo correlacionarse con el subinterestadial *GI-1d*.

Unidad 5 y mitad inferior Unidad 6 – AllerØd.

En la Unidad 5 y en la mitad inferior de la Unidad 6 se ha identificado el primer episodio de características interestadiales más claro del registro de la laguna Grande. Está representado por la asociación de facies tipo 7 (*Laminitas de tipo A7 y capas gradadas T5-T1*), que muestra un mayor contenido en materia orgánica y una disminución muy significativa del aporte detrítico. Se interpreta como una suavización en las condiciones climáticas, de mayor intensidad que las detectadas hasta el momento. La estacionalidad fue mucho menos marcada, con un aumento de la productividad del lago y, sobre todo, en su fase final no se detecta en la sedimentación la influencia directa de procesos glaciares en la Sierra de Neila. También es muy significativo la conservación de diatomeas y quistes de algas crisofíceas, que por primera vez aparecen de forma clara en el registro. Sin embargo, la asociación de diatomeas evidencia una acusada inmadurez, con la proliferación de especies pioneras como *Fragilaria brevistriata* (López-García, 2000; Vegas *et al*., 2003). Este subinterestadial comprende unos 1.000 años de duración, con unas edades estimadas entre 13.500 y 12.600 a. Cal BP y se correlaciona con el GI-1a del sondeo GRIP.

En el golfo de Cádiz este interestadial templado ocurrió de manera muy brusca (Bard *et al*., 1987) y podría corresponder con la rápida migración que sufrió el Frente Polar hacia latitudes Norte (Cacho *et al*., 2001). En los sondeos realizados en la plataforma de Portugal se observa un aumento significativo en el *proxy* de paleotemperaturas, aunque se ha identificado un corto periodo de enfriamiento rápido entre la transición del GI-1a y el GS-1 (Boessenkool *et al*., 2001). En Europa, este interestadial GI-1 muestra un rápido y brusco incremento en la productividad orgánica, que caracteriza los cambios climáticos y ambientales de los registros lacustres (p.e. Zolistchka, 1996; Zolitschka y Negendank, 1996; Allen *et al*., 1999; Ramrath *et al*., 1999). Sin embargo, en el registro de la laguna Grande la mayor recuperación del ecosistema, en esta región de montaña del Sistema Ibérico, se produjo algo más tarde durante el *AllerØd*/ subinterestadial GI-1a.

Mitad superior Unidad 6: Younger Dryas

En la segunda mitad de la Unidad 6 predomina la asociación de facies tipo 8 (*limos matriz-soportados con restos orgánicos y pirita, ritmitas A7*), donde la materia orgánica procede de la erosión de los suelos de la cuenca y de las orillas del lago (Fig. 3). El comienzo de este evento está caracterizado por una disminución drástica en la cantidad de diatomeas en los sedimentos (López-García, 2000; Vegas *et al*., 2003; Ruiz-Zapata *et al*., 2003). Este hecho refleja un deterioro del medio, con una disminución de la lámina de agua del lago que dejó parcialmente expuestos los sedimentos litorales. En esta situación, la erosión de los suelos de la cuenca de drenaje también podría haber favorecido el mayor aporte de material arcilloso. Otro hecho significativo es que no se ha identificado estacionalidad en los aportes, puesto que no se han reconocido verdaderas ritmitas.

En la zona de estudio este periodo estuvo marcado por una gran disminución de la cubierta forestal y el desarrollo de elementos esteparios (Ruiz-Zapata *et al*., 2000, 2003), que sugieren sequías estivales e inviernos fríos y secos, indicativos de una notable aridez (Vegas *et al*., 2003), que quedan patentes en el comportamiento de las curvas de temperatura y precipitación obtenidas en el análogo climático (Ruiz-Zapata *et al*., 2003; Vegas *et al*., 2003). En ellas, hay dos etapas: a) una inicial más fría y árida, y b) una segunda menos fría y algo más húmeda, que define el paso al Holoceno. La cronología en el registro de la laguna Grande sitúa, aproximadamente, en 12.600 a. Cal BP para el inicio de este evento estadial. Sin embargo, la estimación de una cronología para su etapa final es más difícil, pues se sitúa entre las dataciones de 11.010 - 12.340 a. Cal BP, en tan sólo 20 cm del registro. Ello indica unas tasas bajas de sedimentación, que dificultan la interpretación temporal. Por correlación con otros registros lacustres peninsulares podemos situar este límite temporal, aproximadamente, en 11.600 a. Cal BP. Este estadial se ha correlacionado con el último evento frío y árido del Pleistoceno, el GS-1 o *Younger Dryas* (Vegas *et al*., 2003; Ruiz-Zapata *et al*., 2003).

El calentamiento que ocurrió después del GS-2 en el Hemisferio Norte se vio interrumpido por el evento GS-1, durante el cual, las temperaturas descendieron hasta los valores glaciares durante, al menos, 1.000 años (Dansgaard *et al*., 1989). Desde el punto de vista de la vegetación en la Península Ibérica, este evento queda definido por la instalación de una estepa desarrollada a expensas del retroceso de bosque, como resultado del descenso latitudinal de su límite superior, al instalarse unas condiciones frías y secas. Cabe señalar la homogeneidad de esta respuesta de la vegetación, tanto en áreas próximas a la zona de estudio en el Sistema

Ibérico (Peñalba, 1989, 1994; Gómez-Lobo, 1993; Sanchez-Goñi y Hannon, 1999; Gil García *et al*., 2002; Ruiz-Zapata *et al*., 2000); como en el sector occidental (Boessenkool *et al*., 2001); en el sector noroccidental (Maldonado, 1994; Ramil Rego *et al*., 1998; Muñoz Sobrino, 2001); en el sector nororiental (Montserrat, 1992; Pérez Obiol y Juliá, 1994); la región central (Ruiz-Zapata *et al*., 1997; Dorado *et al*., 2002; Franco, 1995) y en áreas más meridionales (Menendez Amor y Florschüzt, 1963; Pons y Reille, 1988; Carrión y Van Geel, 1999). Como consecuencia de la fuerte aridez reinante en las mesetas durante el evento GS-1, se formaron complejos dunares y depósitos eólicos en la cuenca del Duero (Bateman y Díez-Herrero, 1999; Díez-Herrero *et al*., 2002; Bernat y Pérez-González, 2005) y en la Llanura Manchega (Rendell *et al*., 1994, 1996; Dorado *et al*., 2002).

Unidades 7, 8 y 9: Holoceno

Unidad 7: Holoceno inferior o temprano.

El presente interglaciar da comienzo en la Unidad 7 (Fig. 3), con la asociación de facies de tipo 9 (*Ritmitas orgánicas C1-C2-C3*). La sedimentación es homogénea, predominando las ritmitas orgánicas de cuenca profunda, que se han interpretado como un nivel del lago elevado y fondo anóxico. El cambio con la unidad anterior es rápido y supone una gran diferencia en las asociaciones de facies, con una drástica reducción del aporte detrítico a la laguna y el claro predominio de la sedimentación orgánica. Este hecho se refleja en el índice textural P, que pasa de un 10-20% de partículas durante el GS-1 a tan sólo un 2-3% durante el Holoceno inferior (Vegas, 2006). La cronología de este evento en la laguna Grande sitúa la base en unos 11.600 a. Cal BP y se prolonga, aproximadamente, hasta el 9.000 a. Cal BP. Por todo ello, se supone un periodo de estabilización de las condiciones climáticas, donde se produciría una mejoría considerable y un aumento de la humedad, que favorecen un gran desarrollo de la biota del lago (López-García, 2000; Vegas *et al*., 2003). Paralelamente, tiene lugar la gran expansión de la masa forestal y se produce un descenso acusado del estrato herbáceo y arbustivo (Ruiz-Zapata *et al*., 2000, 2002), que disminuiría las tasas de erosión en la cuenca de drenaje y limitaría el aporte de material detrítico grueso.

Otros registros del Holoceno inferior de la Península Ibérica también indican un aumento de la humedad y de las precipitaciones (p.e. Peñalba *et al*., 1997; Sánchez-Goñi y Hannon, 1999; González-Sampériz *et al*., 2001). En la vertiente mediterránea también es el momento más húmedo, concretamente, entre 9.500-10.100 a. Cal BP (Giralt *et al*., 1999). Además, los registros de paleoinundaciones muestran un periodo de mayor frecuencia entre 10.855-10.230 a. Cal BP (Thorndycraft y Benito, 2006) y en las Tablas de Daimiel hay evidencias de una mayor humedad, interpretándose un incremento en el caudal del Guadiana, entre 12.350-10.650 a. Cal BP (Dorado *et al*., 2002). Magny *et al.* (2002) a partir del estudio de registros lacustres en Europa evidencian unas condiciones más frías y húmedas que en la actualidad para la región O del Mediterráneo.

El clima en la región del Atlántico Norte estuvo influenciado por dos condicionantes que fueron muy diferentes a los actuales: la desintegración del casquete de hielo de Laurentida (Kaufman *et al*., 2004) y una tasa de insolación en verano mayor que la actual (Kaplan y Wolfe, 2006). Además, durante este periodo se produce el Máximo Térmico del Holoceno (*Holocene thermal maximun*, HTM), que es el intervalo temporal más templado del Holoceno. En el intervalo 9.000-8.000 a. Cal BP se identifica en los registros paleoclimáticos a escala global un periodo de rápido cambio climático, que coincide con un aumento importante en la producción de aerosoles volcánicos cuando aún existían los casquetes polares del hemisferio N (Mayewski *et al*., 2004).

Unidad 8: Holoceno medio.

En el registro de la laguna Grande se produjo un nuevo cambio significativo en el límite entre las unidades 7 y 8 (aprox. 9.000 a. Cal BP) (Fig. 3). La asociación de facies que caracteriza a este episodio es la tipo 10 (*sedimentos orgánicos de turbera*), que manifiesta un descenso muy significativo en la lámina de agua, donde la laguna pasa a ser un medio palustre, desarrollándose un nivel de turbera. Este periodo está marcado por un aumento de la vegetación de macrofitas en las orillas, que fue reduciendo la masa de agua, gracias al gran desarrollo de las turberas de sfagnos y de ciperáceas (López-Sáez, 2000) y por la desaparición de la flora de diatomeas (López-García, 2000). Hacia la mitad de la Unidad 8 se observa una brusca disminución en la tasa de acumulación de la turba, desde 12 mm·año^{-1} a 0,33 mm·año^{-1} (Vegas, 2006) que, probablemente, puede deberse a una reducción significativa en la tasa de humedad ambiental.

En cambio, en los registros lacustres de Europa central hay dos fases bien documentadas de alto nivel de los lagos (Magny, 2004) durante el 8.300-8.050 y 7.750-7.250 a. Cal BP. Además, los registros de paleoinundaciones en la Península Ibérica muestran un periodo de mayor frecuencia entre 9.530-8.780 a. Cal BP, aunque parte del Holoceno medio y superior (aprox. 8.700-2.900 a. Cal BP) no contienen registros de gran actividad fluvial en la Península (Thorndycraft y Benito, 2006), pudiendo estar relacionado con el establecimiento de la cobertera forestal durante el óptimo climático del Holoceno (p.e. Pons y Reille, 1988; Ruiz-Zapata *et al*., 2000, 2003; Dorado *et al*., 2002). Este gran desarrollo de la cubierta forestal favorecería la disminución del aporte de material detrítico en numerosos registros (Thorndycraft y Benito, 2006). En el borde S de la Península se ha identificado una fase de desecación y mayor aridez en

la laguna de Medina (Cádiz) al comienzo del Holoceno medio (8.700-8.314 Cal BP), pero a partir de 7.985 hasta 7.180 a. Cal BP aumenta el nivel del lago indicando una mayor humedad esta región, con un máximo situado entre el 6.072-5.820 a. Cal BP (Reed *et al*., 2001). Según estas evidencias, la humedad en la Península Ibérica durante el Holoceno medio muestra una gran variabilidad, con mayor humedad en la región S que pondría de manifiesto una mayor afinidad con la región africana, al contrario de la región N.

Durante la fase denominada Periodo Húmedo Africano (*African Humid Period, AHP*: 11.500-5.500 a. Cal BP), la región del Sáhara/Sahel estuvo cubierta por la vegetación y existían numerosos lagos y zonas húmedas (Gasse, 2000; Prentice *et al*., 2000). En este periodo también se formó la capa de sapropel S1 (9.000-6.800 a. Cal BP) en el fondo del Mediterráneo, debido a un aumento en la descarga de agua dulce al mar debido a unas condiciones climáticas más húmedas (Ariztegui *et al*., 2000; Rohling *et al*., 2002). Sin embargo, el final del intervalo húmedo del Holoceno en la región N de África finalizó hacia el 6.860 a. Cal BP, pero los modelos climáticos sugieren que fue el efecto de la vegetación el que podría haber prolongado la duración del periodo húmedo, particularmente en África (Gasse, 2000, 2002; Arz *et al*., 2003, Renssen *et al*., 2006). Entre 8.000 y 4.000 a. Cal BP es el periodo de mayor inestabilidad en el Holoceno, con una variabilidad climática más pronunciada entre 7.000 y 5.000 a. Cal BP (Kaplan y Wolfe, 2006).

Unidad 9: Holoceno superior.

Está registrado en la Unidad 9 (Fig. 3) y presenta una alternancia entre las asociaciones de facies de tipo 10 (*sedimentos orgánicos de turbera*) y la tipo 7 (*Laminitas de tipo A7 y capas gradadas T5-T1*). La cronología de este evento se sitúa, aproximadamente, entre el 6.000 a. Cal BP y la actualidad. El comienzo está marcado por la interrupción del desarrollo de la turbera por una reactivación de la sedimentación detrítica (siempre de tamaño de grano muy fino) y un aumento del nivel del lago (no llegaría a ser tan elevado como en el Holoceno inferior) que, probablemente, indicaría una reactivación de los procesos geomorfológicos periglaciares en las partes más altas de la cuenca de drenaje. Este evento se ha interpretado como consecuencia de unas características climáticas más húmedas y con una estacionalidad más marcada, que se refleja en una sedimentación rítmica. Con estas características, se han identificado tres episodios de mayor nivel del agua en la laguna durante el Holoceno superior (Fig. 3), que ocurrieron durante el 6.000-5.500, 4.100-3.500 y aprox. 750-650 a. Cal BP (correlación polinómica de 2º grado, R^2=0,98). También se ha detectado una última fase de retroceso del componente arbóreo, durante el 750-650 a. Cal BP, que se ha correlacionado con la Pequeña Edad de Hielo, pero sobre todo queda claro en los diagramas polínicos una influencia antrópica en la región de estudio a partir de estas fechas (Ruiz-Zapata *et al*., 2000, 2002, 2003). En época histórica, se producen de nuevo las condiciones necesarias para la formación de una turbera de sfagnos, con desarrollo de ciperáceas en las orillas, aunque se pueden deducir oscilaciones menores en el aporte hídrico que hacen variar la productividad en las especies de diatomeas (López-García, 2000).

Estas fases de más alto nivel del lago en la laguna Grande coinciden con varias fases de alto nivel de los lagos en Europa (Magny, 2004), pero no se han podido diferenciar con precisión otras fases húmedas europeas del Holoceno superior. Durante este periodo los registros fluviales peninsulares muestran un periodo de eventos de lluvias extremas, entre el 2.900 y 2.400 a. Cal BP, que pudo estar favorecido por un retroceso de la cubierta forestal (Thorndycraft y Benito, 2006). Sin embargo, este periodo no se manifiesta tan claramente en el registro de la laguna Grande, pudiendo estar condicionado por un mayor desarrollo de la vegetación en zonas de montaña, que minimizaron los procesos erosivos.

Conclusiones

El registro sedimentario de la laguna Grande muestra la influencia de los cambios ambientales y climáticos ocurridos en su cuenca de drenaje, debido a la estrecha relación que existe con la dinámica glaciar de las sierras del NO del Sistema Ibérico. El estudio de las microfacies y sus asociaciones permiten interpretar la gran variabilidad que se produce en la sedimentación y que es el resultado de la conexión entre los factores climatológicos-hidrológicos-sedimentológicos.

Se han identificado la sucesión de eventos estadiales e interestadiales ocurridos en los últimos 20.500 a. Cal BP, en el NO del Sistema Ibérico y se han correlacionado con los eventos climáticos definidos en el sondeo en hielo GRIP: GS-2 (Último Máximo Glaciar y la deglaciación), GI-1 (*Bølling, Older Dryas, Allerød*), GS-1 (*Younger Dryas*) y GH (*Holoceno*). Sin embargo, el evento interestadial GI con el que comienza el registro no ha podido ser datado, desconociendo la edad inicial de la laguna Grande, pero confirmaría que el máximo avance glaciar en la sierra de Neila ocurrió con anterioridad al Último Máximo Glaciar/GS-2. La tendencia a largo plazo muestra el paso desde condiciones estadiales frías, que ocurrieron al final del Pleistoceno, hacia situaciones cada vez más templadas, típicamente interestadiales, que culminan en el Holoceno. También se ha puesto de manifiesto cómo esta tendencia ha sido truncada por eventos climáticos fríos de más corta duración, como son el HE-1, el GI-1d y el GS-1, que han tenido un efecto muy significativo en este ecosistema terrestre.

El registro Holoceno muestra variaciones climáticas significativas que han permitido diferenciar tres etapas con características sedimentológicas, hidrológicas y climáticas propias: 1) Inferior (11.500-9.000 a. Cal BP): alto nivel del lago y clima húmedo-templado; 2)

Medio (9.000-6.000 a. Cal BP): ambiente palustre y clima más seco; 3) Superior (6.000-0 a. Cal BP): oscilaciones entre medio palustre y lacustre poco profundo (3 episodios), con variaciones rápidas entre clima húmedo-templado y seco-cálido. Estos cambios del Holoceno claramente tienen un origen climático y no antrópico, salvo para los últimos 800 años, y se han producido de forma rápida, como ocurre en otros registros paleoclimáticos a escala global (Mayewski *et al*. 2004). De acuerdo con los trabajos de Magny (2004) y Magny *et al*. (2002) en las regiones europeas y del N de África y los trabajos de Mayewski *et al*. (2004) a escala global, los cambios ocurridos en el Holoceno pueden deberse a cambios en la variabilidad solar que se superponen a cambios orbitales a largo plazo, que influyen en la insolación máxima de verano.

Agradecimientos

Este trabajo es parte de la Tesis Doctoral de la autora, dirigida por Alfredo Pérez-González (Dpto. Geodinámica, UCM) y Rafaela Marfil (Dpto. Petrología y Geoquímica, UCM). La Tesis fue financiada por ENRESA y el C.S.N. proyecto PALEOCLIMA y por una beca predoctoral de la UCM (convocatoria año 2000). Quiero expresar mi gratitud a Pierre Francus, quién me enseñó la metodología empleada en este trabajo. Agradezco a Blanca Ruiz-Zapata, David Uribelarrea, Alfonso Benito, Youssef Himi, Irene Ortolan, Miriam Dorado, Mª José López y Ana Valdeolmillos su ayuda en los trabajos de campo. Mi más sincero agradecimiento a los revisores Blas Valero-Garcés y Antonio Pérez por los comentarios y sugerencias que han mejorado notablemente el manuscrito, así como al editor Carlos Sancho.

Referencias

Agterberg, F.P. y Banerjee, I. (1969): Stochastic model for the deposition of varves in glacial Lake Barlow-Ojibway, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences,* 6: 625-652.

Alapieti, T. y Saarnisto, M. (1981): Energy dispersive X-ray microanalysis of laminated sediments from Lake Valkiajärvi, Finland. *Bulletin Geological Society of Finland,* 53: 3-9.

Allen, J.R.M., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H.W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J.F.W., Nowaczyk, N.R., Oberhänsli, H., Watts, W.A., Wulf, S. y Zolitschka, B. (1999): Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature,* 400: 740-743.

Ariztegui, D. y 12 autores más (2000): Paleoclimate and the formation of sapropel S1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in central Mediterranean region. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology,* 158: 215-240.

Arz, H.W., Lamy, F., Pätzold, J., Müller, P.J. y Prins, M. (2003): Mediterranean Moisture Source for an Early-Holocene Humid Period in the Northern Red Sea. *Science,* 300: 118-121.

Bard, E., Rostek, F., Turon, J.L. y Gendreau, S. (2000): Hydrological Impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic. *Science,* 289: 1321-1324.

Bard, E., Arnold, M., Maurice, P., Duprat, J., Moyes, J. y Duplessy, J.C. (1987): Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by accelerator mass spectrometry. *Nature,* 328: 791-794.

Bateman, M.D. y Díez Herrero, A. (1999): Thermoluminiscence dates and palaeoenvironmental information of the late Quaternary sand deposits, Tierra de Pinares, Central Spain. *Catena,* 34: 277-291.

Bernat, M. y Pérez-González, A. (2005): Campos de dunas y mantos eólicos de Tierra de Pinares (Sureste de la cuenca del Duero, España). *Boletín Geológico y Minero,* 116: 23-38.

Björck, S., Walker, M.J.C., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K-L, Lowe, J., Wohlfarth, B. e INTIMATE Members (1998): An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Sciences,* 13: 283-292.

Blass, A., Anselmetti, F. y Ariztegui, D. (2003). 60 years of glaciolacustrine sedimentation in Steinsee (Sustenpass, Switzerland) compared with historic events and instrumental meteorological data. *Eclogae Geologocae Helvetiae,* 96: S59-S71.

Boessenkool, K.P., Brinkhuis, H., Schönfeld, J. y Targarona, J. (2001): North Atlantic sea-surface temperature changes and the climate of western Iberia during the last deglaciation; a marine palynological approach. *Global and Planetary Change,* 30: 33-39.

Brauer, A. y Casanova, J. (2001): Chronology and depositional processes of the laminated sediment record from Lac d´Annecy, French Alps. *Journal of Paleolimnology,* 25: 163-177.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A. y Shackleton, N., (1999): Dansgaard-Oeschger and Heinrich event inprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography,* 14: 698-705.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Shackleton, N. y Canals, M. (2000). Evidence of enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters,* 183: 417-429.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Baffi, L., Shackleton, N., Schönfeld, J. y Zahn, R. (2001): Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography,* 16: 40-52.

Carrión, J.S., Munuera, M. y Navarro, C. (1998): The palaeoenvironmental of Carihuela Cave (Granada, Spain): a reconstruction on the basis of palynological investigations of cave sediments. *Review of Paleobotany and Palynology,* 99: 317-340.

Carrión, J.S. y van Geel, B. (1999): Fine-resolution Upper Weichsselian and Holocene palynological record from Navarrés (Valencia, Spain) and a discussion about factors of Mediterranean forest succession. *Review of Paleobotany and Palynology,* 106: 209-236.

Colman, S.M. (Ed.) (1995): Continental Drilling for Paleoclimatic Records. *PAGES,* 96: http://pages.unibe.ch/products/reports/Contidrill/0toc.html

Dansgaard, W., White, J.W.C. y Johnsen, S.J. (1989): The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature,* 339: 532-534.

Díez-Herrero, A., Bateman, M.; López Sáez, J.A. y Vegas, J. (2002): Procesos eólicos tardiglaciares en la submeseta septentrional: Cronología del manto arenoso de la Tierra de Pinares. En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio* (A. Pérez-González; J. Vegas y M.J.

Machado, Eds.). IGME, Serie Geología nº 1, Madrid, 167-175.

Dorado Valiño, M., Valdeolmillos, A., Ruiz-Zapata, M.B., Gil-García, M.J. y Bustamente, I. (2002): Climatic changes since the Late-Glacial/Holocene transition in La Mancha Plain (South-central Iberian Peninsula, Spain) and their incidence on Las Tablas de Daimiel marshland. *Quaternary International*, 93-94: 73-84.

Franco, F. (1995): *Estudio palinológico de turberas Holocenas en el sistema central. Reconstrucción paisajística y acción antrópica*. Tesis doctoral. Univ. Autónoma de Madrid, 392 p.

Francus, P. (1998): An image-analysis technique to measure grain-size variation in thin sections of soft clastic sediments. *Sedimentary Geology*, 121: 289-298.

Francus, P. y Asikainen, C. (2001): Sub-sampling unconsolidated sediments: a solution for the preparation of undisturbed thin-sections from clay-rich sediments. *Journal of Paleolimnlogy*, 26: 323-326.

Francus, P. y Saarinen, T. (1999): Advances in varved sediments studies help paleoclimate reconstructions. *EOS, Transsactions American Geophysics Union*, 80: 422-424.

Font Tullot, I. (1983): *Atlas climático de España*. Madrid, Instituto Nacional de Meteorología. 43 láminas.

Follieri, M., Gierdini, M., Magri, D. y Sadori, L. (1998): Palynostratigraphy of the last glacial period in the volcanic region of central Italy. *Quaternary International*, 47/48: 3-20.

Galanidou, N., Tzedakis, P.C., Lawson, I.J. y Frogley, M.R. (2000): A revised chronological framework and palaeoenvironmental framework for the Kastrista rockshelter, north-west Greece. *Antiquity*, 74: 349-355.

García Ruiz, J.M., Ortigosa, L., Arnáez, J. y Pellicer, F. (1997): Geomorfología glaciar del Sistema Ibérico. En: *Las Huellas Glaciares de las montañas españolas* (Gómez Ortiz, A. and Pérez Alberti A., Eds.). Universidade de Santiago de Compostela, 349-381.

García Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Valero-Garcés, B.L. y González-Sampériz, P. (2001): La evolución de los glaciares del Pleistoceno Superior en el Pirineo central español. El ejemplo de los glaciares de Escarra y Lana Mayor, alto valle del Gállego. *Cuaternario y Geomorfología*, 15: 103-119.

Gasse, F. (2000): Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 19: 189.

Gasse, F. (2002): Diatom-inferred salinity and carbonate oxygen isotopes in Holocene waterbodies of the western Sahara and Sahel (Africa). *Quaternary Science Reviews*, 21: 737.

Gierlowski-Kordesch, E.H. y Kelts, K. (eds.) (2000): *Lake basins through space and time*. AAPG Studies in Geology 46. Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 648 p.

Gil-García, M.J., Dorado, M., Valdeolmillos, A. y Ruiz-Zapata, B. (2002): Late-Glacial and Holocene palaeoclimatic record from Sierra de Cebollera (northern Iberian Range, Spain). *Quaternary International*, 93-94: 13-18.

Gilli, A., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Bradbury, J.P., Kelts, K., Markgraf, V. y McKenzie, J.A. (2001): Tracking abrupt climate change in the Southern Hemisphere: a seismic stratigraphic study of Lago Cardiel, Argentina (49_S). *Terra Nova*, 13: 443-448.

Giralt, S., Burjachs, F., Roca, J.R. y Julià, R. (1999). Late Glacial to Early Holocene environmental adjustment in the Mediterranean semi-arid zone of the Salines playa-lake (Alacante, Spain). *Journal of Paleolimnology*, 21: 449-460.

Girauldi, C. y Frezzotti, M. (1997): Late Pleistocene glacial events in the Central Appenines, Italy. *Quaternary Research*, 48: 280-290.

Gómez-Lobo, A. (1993): *Historia de la vegetación durante los últimos 15.000 años en los Picos de Urbión (Soria) en base al análisis polínico*. Tesis doctoral. Univ. Alcalá, 173 p.

González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., Martí, C., García-Ruiz, J.M., Lorente, A. y Beguería, S. (2001): Holocene environmental change in the upper Gállego valley (Western Spanish Pyrenees): climate, environment and human impact. *Terra Nostra*, 2001/2: 37-41.

González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., García-Ruiz, J.M., Jalut, G., Moreno, A., Navas, A., Martí-Bono, C., Otto, T., Delgado-Huertas, A., y Dedoubat, J.J. (2004): La deglaciación temprana en el Pirineo central: el registro de la turbera de El Portalet. *Geo-Temas*, 6: 101-104.

González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T. y Dedoubat, J.J. (2006): Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66: 38-52.

Hughes, P.D. (2004): *Quaternary glaciation in the Pindus Mountains, Northwest Greece*. Tesis doctoral, Univ. Cambridge, 364 p.

Hughes, P.D., Woodward, J.C. y Gibbard, P.L. (2006): Late Pleistocene glaciers and climate in the Mediterranean. *Global and Planetary Change*, 50: 83-98.

Hutchinson, G.E. (1957): *A treatise on limnology. Geography, physics, and chemistry*. John Wiley & Sons. Vol. 1, 1015 p.

Jalut, G., Belet, J.M., García, A., Redondo Vega, J.M., Bonnet, L., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Villar Pérez, L., Fontugne, M., Dedoubat, J.J., González-Sampériz, P., Santos, L. y Vidal Romaní, J.R. (2004): Reconstrucción paleoambiental de los últimos 35000 años en el Noroeste de la Península Ibérica: La Laguna de Villaseca (León). *Geo-Temas*, 6: 105-108.

Jansson, P., Rosqvist, G. y Schneider, T. (2005): Glacier fluctuations, suspended sediment flux and glacio-lacustrine sediments. *Geografiska Annaler*, 87A: 37-50.

Jiménez Sánchez, M. y Farias, P. (2002): New radiometric and geomorphologic evidence of Last Glacial Maximum older than 18 ka in SW European mountains: The example of Redes Natural Park (Cantabrian mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15: 93-101.

Jowsey, P.C. (1966): An improved peat sampler. *New Phytologist*, 65: 245-248.

Kaplan, M y Wolfe, A. (2006): Spatial and temporal variability of Holocene temperature in the North Atlantic region. *Quaternary Research*, 65: 223-231.

Kaufman, D.S., Agerb, T.A., Andersonc, N.J. y 27 autores más (2004): Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180º W). *Quaternary Science Reviews*, 23: 529-560.

Körner Ch. (1998): A re-assessment of the high elevation treeline positions and their explanation. *Oecologia*, 115: 445-459.

Lanci, L., Hirt, AM., Lowrie, W., Lotter, A.F., Lemcke, G. y Sturm, M. (1999): Mineral-magnetic record of Late Quaternary climatic changes in a high Alpine lake. *Earth and Planetary Science Letters*, 170: 49-59.

Last, W. (2001): Textural analysis of lake sediments. En: *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and Geochemical Methods* (W. Last y J. Smol, Eds.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 41-81.

Leira, M. (2005): Diatom responses to Holocene environmental changes in a small lake in northwest Spain. *Quaternary*

International, 140-141: 90-102.

Leonard, E.M. (1986): Use of lacustrine sedimentary sequences as indicators of Holocene glacial history, Banff Park, Alberta, Canada. *Quaternary Research*, 26: 218-231.

Lister, A.M. (1984): The fossil record of elk (*Alces alces* (L)) in Britain. *Quaternary News*, 44: 1-7.

López-García, M.J. (2000): Análisis paleoecológico de los microfósiles sílíceos (diatomeas y quistes de crisofitos) del sondeo de laguna Grande, Quintanar de la Sierra. En: Informe final del proyecto de investigación: *Estudio sobre la evolución paleoambiental de la mitad norte de la Península Ibérica*. ENRESA – C.S.N., Vol. 1, 94-120.

López-Sáez, J.A. (2000): Análisis de microfósiles no polínicos de la secuencia de laguna Grande, Quintanar de la Sierra QS-2. En: Informe final del proyecto de investigación: *Estudio sobre la evolución paleoambiental de la mitad norte de la Península Ibérica*. ENRESA – C.S.N., Vol. 2, 187-208.

Magny, M. (2004): Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, 113: 65-79.

Magny, M., Miramont, C. y Sivan, O. (2002): Assesment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 186: 47-59.

Maldonado Ruiz, J. (1994): *Evolución Tardiglaciar y Holocena de los macizos del Noroeste Peninsular*. Tesis doctoral. Univ. Politécnica de Madrid, 351 p.

Mas, J.R. y García, A. (coords.) (2004): Segunda fase de rifting: Jurásico Superior-Cretácico Inferior. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE e IGME, 503-510.

Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R. y Steig, E.J. (2004): Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62: 243-255.

Menendez Amor, J. y Florschütz, F. (1963): Sur les éléments steppiques dans la végétation quaternaire d'Espagne. *Boletín Real Sociedad Española Historia Natural*, 61: 121-133.

Mix, A.C., Bard, E. y Schneider, R. (2001): Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, 20: 627-657.

Montserrat, J. (1992): *Evolución glaciar y postglaciar del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: Estudio palinológico.* Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza. 147 p.

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sánchez-Goñi, M.F., Shackleton, N. y Sierro F.J. (2005): Links between marine and atmospheric processes oscillating on a millennial time-scale. A multi-proxy study of the last 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Quaternary Science Reviews*, 24: 1623-1636.

Muñoz Sobrino, C. (2001): *Cambio climático y dinámica del paisaje en las montañas del Noroeste de la Península Ibérica*. Tesis doctoral. Univ. Santiago de Compostela, 372 p.

Nesje, A., Dahl, S.O. y Lie, Ø. (2004): Holocene millennial-scale summer temperature variability inferred from sediment parameters in a non-glacial mountain lake: Danntjørn, Jotunheimen, central southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 23: 2183-2205.

Ortega, L. y Centeno, J.D. (1987): Nota sobre nuevos focos glaciares detectados en la Sierra de Neila (NW del Sistema Ibérico, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 82: 147-150.

Pallàs, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E. y Santanach, P. (2006): Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidences from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 25: 2937-2963.

Peñalba, M.C. (1989): *Dynamique de végétation tardiglaciaire et holocène du centre-nord de lÉspagne d´aprés l´analyse pollinique*. Tesis doctoral, Univ. Aix-Marseille III, 163 p.

Peñalba, M.C. (1994): The history of the Holocene vegetation in northern Spain from pollen analysis. *Journal of Ecology*, 82: 815-832.

Peñalba, M.C., Arnold, M., Guiot, J., Duplessy, J.C. y de Beaulieu, J.L. (1997): Termination of the Last Glaciation in the Iberian Penninsula inferred from the pollen sequence of Quintanar de la Sierra. *Quaternary Research*, 48: 205-214.

Pérez-Obiol, R. y Juliá, R. (1994): Climatic change on the Iberian Peninsula recorded in a 30,000-yr pollen record from Lake Banyoles. *Quaternary Research*, 41: 91-98.

Pons, A. y Reille, M. (1988): The Holocene and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): A new study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66: 243-263.

Prather, C. y Hickman, M. (2000): History of a presently slightly acidic lake in northeastern Alberta, Canada, as determined through analysis of the diatom record. *Journal of Paleolimnology*, 24: 183-198.

Ramil Rego, P., Muñoz Sobrino, C., Rodriguez-Guitán, M. y Gómez Orellana, L. (1998): Differences in the vegetation of the North Iberian peninsula during the last 16,000 years. *Plant Ecology*, 138: 41-62.

Ramrath, A., Nowaczyk, N.R. y Negendank, J.F.W. (1999): Sedimentological evidence for environmental changes since 34,000 years BP from Lago di Mezzano, central Italy. *Journal of Paleolimnology*, 21: 423-435.

Reed, J.M., Stevenson, T. y Juggins, S. (2001). A multi-proxy record of Holocene climatic change in southwestern Spain: the Laguna de Medina, Cádiz. *The Holocene*, 11: 707-719.

Rendell, H.M., Calderon, T., Pérez-González, A., Gallardo, J., Millán, A. y Townsend, P.D. (1994): Thermoluminiscence and optically stimulated luminiscence dating of Spanish dunes. *Quaternary Science Reviews*, 13: 429-432.

Rendell, H. M., Pérez-González, A., Calderón, T. y Benítez, P. (1996): Late quaternary aeolian activity in the Manchega plain, Central Spain. *8th International Conference of Luminiscence an Electron Spin Resonance Dating.* Canberra, Australia, 220-221.

Renssen, H., Brovkin, V., Fichefet, T. y Goosse, H. (2006): Simulation of the Holocene climate evolution in Northern Africa: The termination of the African Humid Period. *Quaternary International*, 150: 95-102.

Rivas Martínez, S. (1987): *Memoria del mapa de las series de vegetación de España*. 1:400.000, Madrid, ICONA.

Rohling, E.J., Mayewski, P.A., Abu-Zied, R.H., Casford, J.S.L. y Hayes, A. (2002): Holocene atmosphere-ocean interactions: records from Greenland and the Aegean Sea. *Climate Dynamics*, 18: 587-593.

Rubensdotter, L. y Rosqvist, G. (2003): The effect of geomorphological setting on Holocene lake sediment variability, northern Swedish Lapland. *Journal of Quaternary Science*, 18: 757-767.

Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J., Dorado, M., Andrade, A., Martin Arroyo, T. y Valdeolmillos, A. (1997): Vegetación y

paleoambientes en el Sistema Central español. En: *Cuaternario Ibérico* (J. Rodriguez Vidal, Ed.). AEQUA, 248-260.

Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J., Dorado, M. y Valdeolmillos, A. (2000): Estudio palinológico de los sondeos de laguna Grande (Quintanar de la Sierra) y laguna del Hornillo. En: Informe final del proyecto de investigación: *Estudio sobre la evolución paleoambiental de la mitad norte de la Península Ibérica*. ENRESA – C.S.N., Vol. 2, 140-186.

Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J., Dorado, M., Valdeolmillos, A., Vegas, J. y Pérez-González, A. (2002): Clima y vegetación durante el Tardiglaciar y el Holoceno en la Sierra de Neila (Sistema Ibérico Noroccidental). *Cuaternario y Geomorfología,* 16: 9-20.

Ruiz Zapata, M.B., López Saéz, J.A., Vegas, J., López García, M.J., Pérez González, A., Gil García, M.J., Dorado Valiño, M. y Valdeolmillos, A. (2003): Environmental changes during the Late Glacial-Holocene transition in Sierra de Neila (Laguna Grande Lacustrine record, Spain). En: *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean Region* (B. Ruiz Zapata, M. Dorado, A. Valdeolmillos, M.J. Gil García, T. Bardají, I. De Bustamente e I. Martínez Mendizábal, Eds.). Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares, 139-147.

Russell, A.J., Tweed, F.S. y Harris, T. (2003): High-energy sedimentation, Creag Aoil, Spean Bridge, Scotland: implications for meltwater movement and storage during Loch Lomond Stadial (Younger Dryas) ice retreat. *Journal of Quaternary Science,* 18: 415-430.

Sánchez-Goñi, M.F. y Hannon, G. (1999): High-altitude vegetational pattern on the Iberian Mountain Chain (north-central Spain) during the Holocene. *The Holocene,* 9: 39-57.

Sanz Pérez, E. (1994): *Inventario-Estudio sobre el glaciarismo y periglaciarismo de las Sierras de la Demanda y Neila*. Dirección General del Medio Natural. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio de Burgos, 94 p.

Schnurrenberger, D., Russell, J. y Kelts, K. (2003): Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology,* 29: 141-154.

Smith, N.D. (1978): Sedimentation processes and patterns in a glacier-fed lake with low sediment input. *Canadian Journal of Earth Science,* 15: 741-756.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht J. y Spurk, M. (1998): INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon,* 40: 1041-1083.

Sturm, M. y Matter, A. (1978): Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. En: *Modern and Ancient Lake Sediments* (A. Matter y E. Tucker, Eds.). *Special Publications of International Association of Sedimentologist,* 2: 147-168.

Thorndycraft, V.R. y Benito, G. (2006): The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Reviews,* 25: 223-234.

Tzedakis, P.C., Frogley, M.R., Lawson, I.T., Preece, R.C. Cacho, I. y de Abreu, L. (2004): Ecological thresholds and patterns of millennial-scale climate variability: the response of vegetation in Greece during the last glacial period. *Geology,* 32: 109-112.

Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Navas, A., Machín, J., Delgado-Huertas, A., Peña-Monné, J.L., Sancho-Marcén, C., Stevenson, T. y Davis, B. (2004): Paleohydrological fluctuations and steppe vegetation during the last glacial maximum in the central Ebro valley (NE Spain). *Quaternary International,* 122: 43-55.

Vegas, J. (2006): *Los sistemas lacustres de las sierras de Neila y Urbión. Análisis sedimentológico y climático del Pleistoceno superior y Holoceno*. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 389 p.

Vegas, J., Ruiz-Zapata, B., López-García, M.J., Gil García, M.J., Dorado, M., Valdeolmillos, A. y Pérez-González, A. (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* (B. Valero-Garcés, Ed.). Colección Biblioteca de Ciencias, vol. 14, CSIC, Ecología y Medio Ambiente, Zaragoza, 283-304.

Walker, M.J.C., Björck, S., Lowe, J.J., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.L., Wohlfarth, B. e INTIMATE group (1999): Isotopic 'events' in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews,* 18: 1143-1150.

Watts, W.A., Allen, J.R.M. y Huntley, B. (2000): Palaeoecology of three interstadial events during oxygen-isotope stages 3 and 4: a lactustrine record from Lago Grandi di Monticchio, southern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 155: 83-93.

Zolitschka, B. (1996): High resolution lacustrine sediments and their potential for paleoclimatic reconstruction. En: *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years* (P.D. Jones et al., Eds.). NATO ASI Series I, Volume 41, Heidelberg, Springer, 453-478.

Zolitschka, B. y Negendank, J.F.W. (1996): Sedimentology, dating and palaeoclimatic interpretation of a 76.3 ka record from Lago Grande di Monticchio, Southern Italy. *Quaternary Science Reviews,* 15: 101-112.

Manuscrito recibido el 26 de marzo de 2007
Aceptado el manuscrito revisado el 27 de junio de 2007