

# TERUEL

REVISTA DEL INSTITUTO DE ESTUDIOS TUROLENSES

2008-2009



92 [1]

CIENCIAS

**CIENCIAS**

# TERUEL

REVISTA DEL INSTITUTO DE ESTUDIOS TUROLENSES

---

DIRECTOR

**RAFAEL LORENZO ALQUÉZAR**

SECRETARIA DE REDACCIÓN

**M.ª TERESA FONTE ESCRICHE**

CONSEJO DE REDACCIÓN

**LUIS ALCALÁ MARTÍNEZ**

**JOSÉ CARRASQUER ZAMORA**

**MARÍA VICTORIA LOZANO TENA**

**JOSÉ LUIS SIMÓN GÓMEZ**

CONSEJO CIENTÍFICO

**LUIS ALCALÁ MARTÍNEZ, JOSÉ CARRASQUER ZAMORA,  
CARLOS CASAS NAGORE, AURORA CRUZADO DÍAZ, CARMEN ESCRICHE JAIME,  
JOSÉ MANUEL LATORRE CIRIA, RAFAEL LORENZO ALQUÉZAR,  
MARÍA VICTORIA LOZANO TENA, MONTSERRAT MARTÍNEZ GONZÁLEZ,  
JESÚS MARÍA MUNETA MARTÍNEZ DE MORENTIN, CARMEN PEÑA ARDID,  
ANTONIO PÉREZ SÁNCHEZ, PEDRO RÚJULA LÓPEZ,  
LUIS ANTONIO SÁEZ PÉREZ, PILAR SALOMÓN CHÉLIZ,  
CARLOS SANCHO MEIX, ALEXIA SANZ HERNÁNDEZ,  
JOSÉ LUIS SIMÓN GÓMEZ, TERESA THOMSON LLISTERRI**

EDITOR

**INSTITUTO DE ESTUDIOS TUROLENSES,  
DE LA EXCMA. DIPUTACIÓN PROVINCIAL DE TERUEL**

REDACCIÓN Y ADMINISTRACIÓN

**Amantes, 15, 2.º. 44001 Teruel ■ Tel. 978 617860 ■ Fax 978 617861**

**E-mail: [ieturolenses@dpteruel.es](mailto:ieturolenses@dpteruel.es)**

**[www.ieturolenses.org](http://www.ieturolenses.org)**

DISTRIBUCIÓN

**LOGI ORGANIZACIÓN EDITORIAL, SL  
México, 5. Polígono Industrial Centrovía. 50196 La Muela (Zaragoza) ■ Tel. 976 144860 ■ Fax 976 149210  
E-mail: [administracion@logi-libros.com](mailto:administracion@logi-libros.com)**

SUSCRIPCIÓN ANUAL

**España, 9 € ■ Extranjero, 18\$ USA**

NÚMERO SUELTO

**España, 10,80 € (5,40 € cada volumen) ■ Extranjero, 20\$ USA (10\$ USA cada volumen)**

PERIODICIDAD

**Anual**

DISEÑO GRÁFICO

**VÍCTOR M. LAHUERTA GUILLÉN**

FOTOCOMPOSICIÓN E IMPRESIÓN

**INO REPRODUCCIONES, SA**

**Pol. Malpica, calle E, 32-39 (INBISA II, nave 35). 50016 Zaragoza**

DEPÓSITO LEGAL

**Z-2.622/92**

ISSN

**0210-3524**

CUBIERTA

**Ejemplar de *Astrantia* mayor en el curso alto del río Palomita**

# TERUEL

REVISTA DEL INSTITUTO DE ESTUDIOS TUROLENSES

92 [I]

TERUEL, 2008-2009



Instituto de Estudios Turoleses



Diputación  
de Teruel



# TERUEL

REVISTA DEL INSTITUTO DE ESTUDIOS TUROLENSES

NÚMERO 92 [VOLUMEN I] ■ TERUEL, 2008-2009 ■ ISSN 0210-3524

---

- La fábrica magnética de diques andesíticos autunienses del sector de Maicas (Anticlinal de Montalbán, Cordillera Ibérica Oriental). Aplicación al análisis del flujo magmático. *A. Gil Imaz, M. Lago San José, O. Pueyo Anchuela y C. Galé Bornaio* ..... 7-28
- Estudio sedimentológico y geoquímico de los ooides ferruginosos de la capa de Arroyofrío y su relación con los magmatismos triásico y jurásico de Teruel. *Javier Ramajo Cordero y Carlos Galé Bornaio* ..... 29-66
- Evolución de facies y secuencias de alta frecuencia en las plataformas del final del Jurásico al suroeste de la provincia de Teruel. *Beatriz Bádenas, Marcos Aurell, Javier Ipas y Eduardo Espílez* ..... 67-96
- Flora y vegetación del curso alto del río Palomita (provincia de Teruel). *Ricardo Pitarch García* ..... 97-136
- Seguimiento radio-telemétrico de buitre leonado (*Gyps fulvus*) en el Sistema Ibérico Oriental (Aragón-España). *Juan Antonio Gil, José Luis Lagares y Manuel Alcántara* ... 137-164
- Estudio comparativo de la limnología de dos lagunas de montaña de Teruel, con especial referencia al zooplancton y los ostrácodos. *Andreu Escrivà, Javier Armengol y Francesc Mezquita* ..... 165-192
-



**LA FÁBRICA MAGNÉTICA DE DIQUES ANDESÍTICOS  
AUTUNIENSES DEL SECTOR DE MAICAS (ANTICLINAL  
DE MONTALBÁN, CORDILLERA IBÉRICA ORIENTAL).  
APLICACIÓN AL ANÁLISIS DEL FLUJO MAGMÁTICO**



*A. Gil Imaz, M. Lago San José,  
O. Pueyo Anchuela y C. Galé Bornao*



# LA FÁBRICA MAGNÉTICA DE DIQUES ANDESÍTICOS AUTUNIENSES DEL SECTOR DE MAICAS (ANTICLINAL DE MONTALBÁN, CORDILLERA IBÉRICA ORIENTAL). APLICACIÓN AL ANÁLISIS DEL FLUJO MAGMÁTICO\*

*A. Gil Imaz\*\* , M. Lago San José\*\* ,  
O. Pueyo Anchuela\*\* y C. Galé Bornaó\*\**

## RESUMEN

El Anticlinal de Montalbán (Cordillera Ibérica Oriental) representa un escenario incomparable de manifestaciones hipovolcánicas (diques y *sills*) de edad Autuniense de la Cordillera Ibérica. Frecuentemente las intrusiones presentan un variable contenido en enclaves de rocas metamórficas, aunque es en el sector de Maicas (NE del Anticlinal de Montalbán) donde, además, se conservan enclaves de naturaleza aplítica y granítica. El carácter de marcadores pasivos para estos enclaves convierte a los diques de este sector en cuerpos de un gran interés a la hora de determinar características del régimen de flujo ígneo en los diques.

La aplicación de la técnica de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) a un dique del sector de Maicas, con un volumen considerable de enclaves metamórficos y graníticos, revela una geometría de la foliación y la lineación magnética, dentro del dique, consistente con un flujo turbulento asociado al emplazamiento de los enclaves englobados en un magma de viscosidad moderada. El modo de emplazamiento del magma contempla un proceso de extensión oblicua, paralela a la lineación magnética, dentro del marco estructural autuniense de la Cordillera Ibérica.

**Palabras clave:** enclaves ígneos y metamórficos, fábrica magnética, diques autunienses, modalidad de emplazamiento, Anticlinal de Montalbán, Cordillera Ibérica.

\* Resumen del trabajo realizado con una ayuda concedida por el Instituto de Estudios Turolenses en su XXIV Concurso de Ayudas a la Investigación de 2006.

\*\* Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009-Zaragoza.

## ABSTRACT

*Magnetic fabric of Autunian andesitic dykes of the Maicas sector (Montalbán Anticline, Eastern Iberian Chain). Application to the magma flow analysis.*

The Montalbán Anticline (Eastern Iberian Chain) represents a matchless framework of Autunian hypovolcanic (dikes and sills) intrusions within the Iberian Chain. The intrusions frequently show a variable content of metamorphic and granitic xenolites, although around of the Maicas sector (NE of Montalbán Anticline) is where aplithic and granitic xenolites are also preserved. The xenolites can be considered as passive markers and thus the dikes of this sector constitute very interesting bodies in order to determine characteristics about the igneous flow regime.

The application of the anisotropy of the magnetic susceptibility technique (ASM) to a dike of the Maicas sector, where a high content in metamorphic and granitic xenolites occurs, reveals a geometrical pattern of both the magnetic foliation and lineation within the dike that is consistent with a turbulent flow regime linked to the xenolites emplacement, included within a moderately viscous magma. The mode of the emplacement of the magma is linked to an oblique extension regime which is consistent with the structural Autunian framework in the Iberian Chain.

**Key words:** igneous and metamorphic xenolites, magnetic fabric, Autunian dykes, modality of emplacement, Montalbán Anticline, Iberian Chain.

## INTRODUCCIÓN

En la Cordillera Ibérica está muy bien desarrollado un vulcanismo calco-alcalino, de edad Autuniense, con manifestaciones explosivas e hipovolcánicas (diques y *sills*). Estudios previos (LAGO *et al.*, 2004) han permitido establecer dos etapas de emplazamiento y rasgos composicionales de características diferentes. La primera etapa comprende el inicio de la extensión o desgarre tardi-varisco durante el final del Carbonífero e inicio del Pérmico. Asociadas a esta etapa se desarrollan fracturas profundas que afectan a los materiales de la base de la corteza. Dentro de este marco inicial son frecuentes la presencia de enclaves diversos y una importante interacción del magma con los materiales corticales, cuya expresión comprende unas composiciones típicas de andesitas anfibólicas con frecuentes xenocristales de granate. La segunda etapa está expresada por composiciones más básicas (andesitas piroxénicas y basaltos), cuya ausencia de enclaves y menor interacción con materiales corticales se explican por el emplazamiento del magma a favor de fracturas ya abiertas durante la etapa previa. En consecuencia, la presencia de enclaves corticales es un rasgo común de los numerosos afloramientos piroclásticos e hipovolcánicos presentes para este magmatismo en las dos Ramas de la Cordillera Ibérica (oriental y occidental). Uno de los ejemplos más excepcionales, por la abundancia de enclaves y la singularidad de sus condiciones de emplazamiento, está expresado en diques de andesitas al NE del Anticlinal de Montalbán, cuyo estudio se desarrolla en este trabajo.

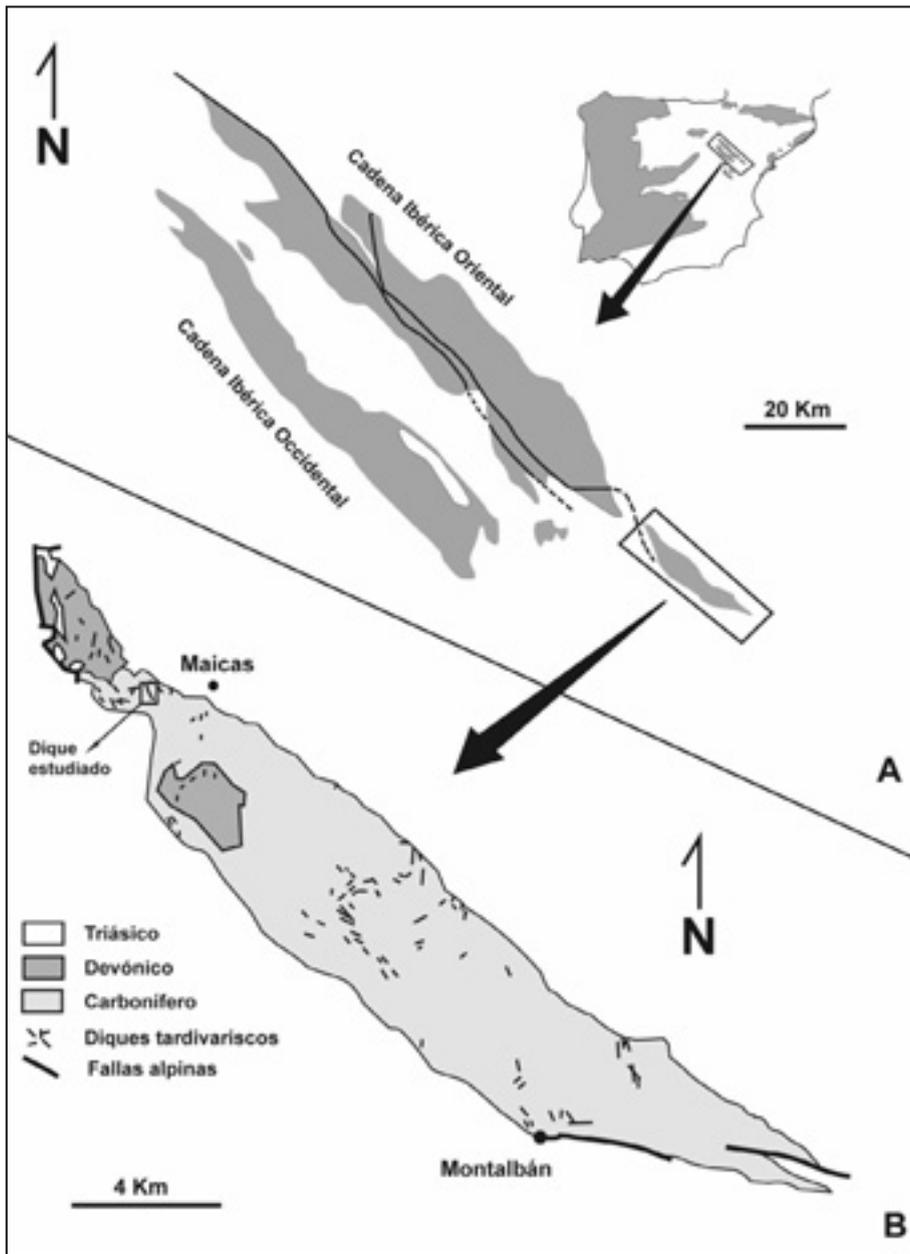


Fig. 1. A) Situación del Anticlinal de Montalbán en el contexto de la Cordillera Ibérica. B) Esquema geológico simplificado del Anticlinal de Montalbán.

El denominado Anticlinal de Montalbán constituye el afloramiento paleozoico más meridional de la franja oriental de la Cadena Ibérica (fig. 1A). Forma parte de la denominada Unidad de Herrera que, junto con la Unidad de Badules, conforma el Macizo de Calatayud-Montalbán en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Este anticlinal es una estructura alpina con la típica dirección ibérica (NW-SE) y en su núcleo desarrolla un gran afloramiento fusiforme de materiales paleozoicos correspondientes al Devónico (minoritarios) y al Carbonífero (dominantes). En los bordes de esta estructura, bien por discordancia angular o por falla, se presentan materiales triásicos y, en menor extensión, otros del Jurásico y Cretácico (TORRES *et al.*, 1991). Un aspecto relevante en relación al resto de la Cordillera Ibérica es el gran desarrollo de intrusiones hipovolcánicas (diques y *sills*) que se emplazan tanto en los sedimentos devónicos como en los carboníferos y que nunca afectan a materiales situados por encima de la discordancia pre-triásica.

### INTRUSIONES CALCO-ALCALINAS EN EL ANTICLINAL DE MONTALBÁN

Son muy numerosas (dos centenares), se presentan dispersas a lo largo del núcleo del anticlinal y su longitud oscila entre las escalas decamétrica y kilométrica, si bien el mayor número de estas es de orden hectométrico (fig. 1B). La potencia es de orden métrico y son escasas las intrusiones con varias decenas de metros. La morfología es muy variada, comprendiendo desde cuerpos tabulares a otros masivos o en forma de domo y son reducidos los de geometría irregular.

A partir de su relación con los materiales encajantes, entre las intrusiones tabulares se distinguen cuerpos concordantes o *sills*, los pseudo-concordantes y los diques. Estas intrusiones comprenden andesitas anfibólicas (representativas de la primera etapa de emplazamiento) y andesitas piroxénicas, indicativas de una etapa posterior, existiendo ejemplos de estas composiciones que cortan a las anteriores. Los enclaves (y los xenocristales de granate) son característicos de las andesitas anfibólicas y están ausentes en las composiciones más básicas (andesitas piroxénicas). Los cuerpos masivos o en forma de domo están bien expresados en las riolitas situadas al N del anticlinal, donde son escasos los xenocristales de granate. Por último, los cuerpos con geometría irregular presentan desarrollos anastomosados con apófisis laterales en los materiales carboníferos.

Desde el punto de vista cronológico, las relaciones de corte con materiales encajantes en varios sectores del Anticlinal de Montalbán indican que las intrusiones son posteriores a la principal fase compresiva de edad carbonífera y a su esquistosidad asociada (TORRES *et al.*, 1991). Por otro lado, la mayor parte de las intrusiones (por ejemplo, andesitas anfibólicas) se emplazaron durante una etapa extensional tardivarisca a la que se asocia el desarrollo de fracturas de orientación preferente NE-SW. Estas relaciones están muy bien expresadas en el barranco del río Aguasvivas, muy próximo al sector de Maicas, en el sector ubicado entre La Hoz de la Vieja-Armillas y, más al S, en el área de Peñarroyas-Montalbán.

## LOS ENCLAVES Y SU PROBLEMÁTICA

El sector de Maicas (fig. 1B) tiene la singularidad de ofrecer tres diques de andesitas, muy próximos entre sí, con una importante acumulación de enclaves de naturaleza diversa que, en conjunto, presentan una cierta orientación preferente. Por otro lado, las relaciones de reacción enclave-magma indican una interacción variable de tiempo de residencia de dichos enclaves en el magma. La composición de cada grupo de enclaves indica unas condiciones de incorporación en profundidad del zócalo distintas.

En dos de los casos, tanto la reducida superficie de exposición como la intensa fracturación limitan su estudio en términos cinemáticos. El dique estudiado, situado dos kilómetros al Oeste de dicha localidad, representa un cuerpo tabular con una longitud aflorante de unos cincuenta metros y un espesor medio del orden de 8 metros (fig. 2A). A lo largo del dique aparecen acumulaciones de enclaves con tres tipos de composiciones: granitos y aplitas con un variable contenido de granate, metapelitas y cuarcitas (figs. 2B y C). Los enclaves presentan dimensiones variables (desde pocos centímetros a cuerpos del orden de 30-40 cm), siendo común un amplio grado de mezcla de los diversos litotipos.

Los estudios petrológicos indican que, considerando la sección longitudinal del dique, destacan dos rasgos: a) una composición dominante de las aplitas y granitoides respecto a otras composiciones (esquistos y cuarcitas) en torno a la zona central del afloramiento (en este sector los enclaves granitoides presentan mayores dimensiones y un grado de mezcla importante respecto a otras zonas del dique), y b) los enclaves de esquistos y cuarcitas tienden a ser más frecuentes que los de granitoides en las zonas distantes a dicha zona central. Los estudios realizados indican una proporción casi igual de esquistos de bajo a medio grado respecto a los de grado medio o alto grado metamórfico.

Los enclaves de aplitas presentan, mayoritariamente, una proporción destacada en granate rico en almandino ( $Alm_{75}$ ) lo que, en parte, es común con algunos de los enclaves graníticos. Las relaciones de reacción enclave-magma se caracterizan por el desarrollo de un borde de reacción (1 a 3 cm) característico de composición intermedia entre la andesita y el granito, que indica un tiempo de residencia suficiente del enclave como para experimentar una cierta asimilación por el magma emplazante. Un aspecto relevante es el desarrollo de texturas ocelares (visibles con lupa) que, al microscopio, están constituidas por núcleos de feldespato y coronas de plagioclasa, entre las cuales se sitúa el granate y granos recristalizados de cuarzo. Desde el punto de vista de la petrofábrica, cabe destacar la presencia de enclaves con morfologías fusiformes y una orientación preferente de su eje mayor. El origen de estos enclaves, la profundidad de su incorporación al magma y el tipo de procesos experimentados son objeto de estudios específicos de índole petrológica y geoquímica.

Los enclaves de rocas metamórficas (metapelitas) comprenden términos muy variables desde grado alto (biotita+sillimanita+plagioclasa+corindón+granate almandínico) a otros de grado menor con asociaciones de biotita+plagioclasa+granate y biotita+espinela+corindón. Ambos tipos están representados en proporciones similares a lo largo de todo el dique, siendo más abundantes en zonas alejadas de aquella donde la acumulación de enclaves graníticos es mayor. Las relaciones de reacción (y asimilación) y las texturas de recristalización atestiguan un elevado tiempo de residencia de estos enclaves en el magma.

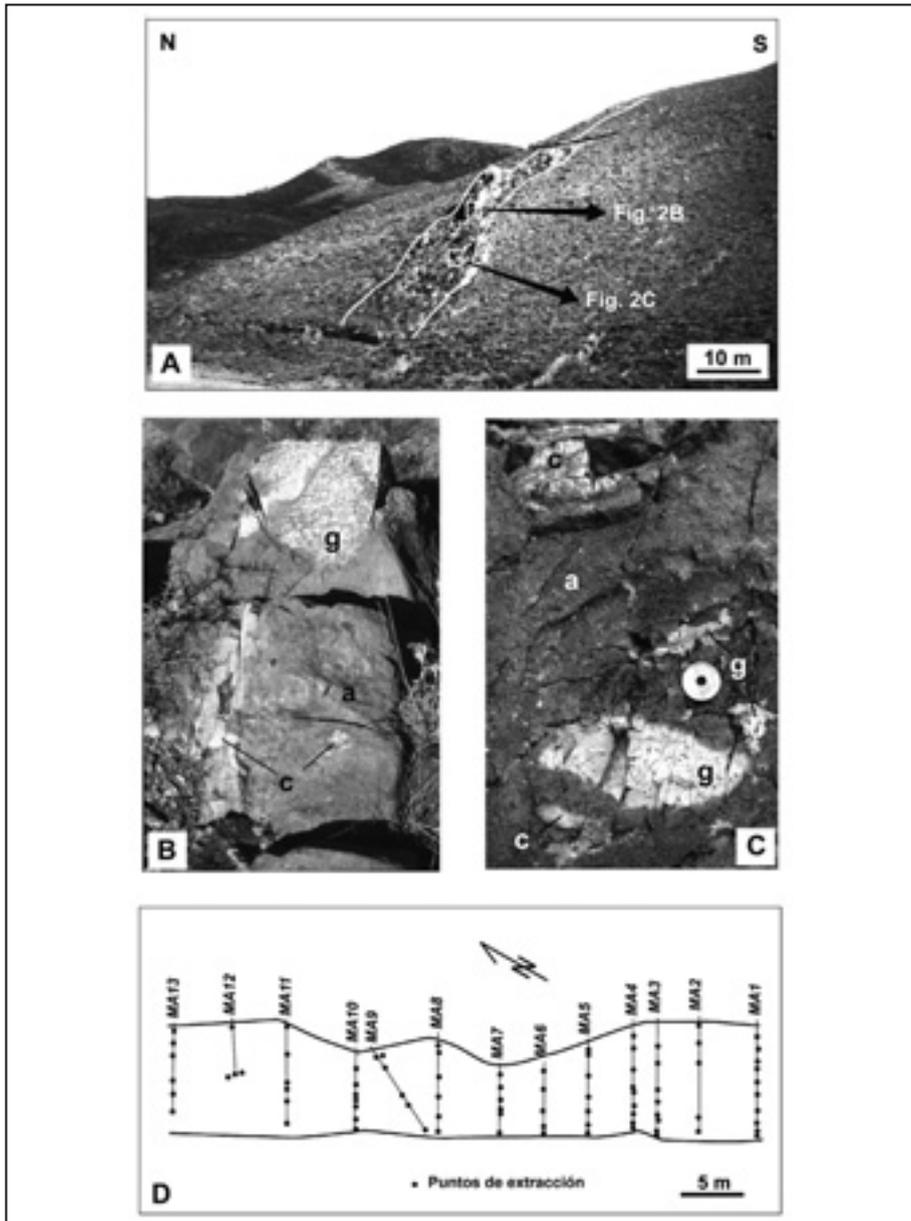


Fig. 2. A) Aspecto de campo del dique estudiado. B) y C) Ejemplos de enclaves de rocas metamórficas (c: cuarcitas, g: granitoides, a: andesita encajante). D) Esquema de la situación de las muestras para el estudio de la fábrica magnética.

Finalmente, la escasa proporción de enclaves de cuarcita, su aparente morfología equidimensional, su composición monomineral y la escasa profundidad de su incorporación al magma minimizan su interés respecto a su utilización como marcador del flujo magmático.

Dentro de un contexto general, los enclaves presentes en el magmatismo calco-alcalino del Autuniense de la Cordillera Ibérica presentan un gran interés petrológico por ser las únicas expresiones reconocibles de los materiales del zócalo profundo. Aplicando criterios geotermobarométricos, es factible reconstruir las condiciones de presión y temperatura presentes en el momento de su incorporación al magma. Por otro lado, a partir de sus propiedades físicas (densidad, viscosidad, morfología y porcentaje volumétrico) se puede reconstruir el comportamiento del flujo magmático y establecer modelos reológicos sobre el transporte de un magma de características conocidas que, como en el presente ejemplo, arrastra una carga (enclaves) incorporada a distintas profundidades, con tiempos de residencia diferentes y probables cambios en el régimen de flujo en función de la naturaleza y profundidad de incorporación. La resolución de cada uno de estos factores debe ser abordada con técnicas diferentes.

Desde un punto de vista cinemático los enclaves representan marcadores pasivos de la modalidad del flujo ígneo. Es por este motivo que la reconstrucción de los rasgos de la petrofábrica del magma andesítico que los engloba resulta vital a la hora de intentar interpretar el régimen de flujo y con ello aproximarnos a su modo de emplazamiento.

## METODOLOGÍA

La técnica de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) se basa en la medida de la variación de la susceptibilidad en un volumen de roca estándar cuando se aplica un campo magnético de baja intensidad ( $\leq 1\text{mT}$ ) en diferentes direcciones del espacio. Esta variación de la propiedad magnética puede ser descrita matemáticamente por medio de un tensor simétrico de segundo orden, el cual, físicamente, se expresa como un elipsoide cuyos ejes principales representan las tres susceptibilidades principales (direcciones de susceptibilidad máxima, intermedia y mínima o  $K_{\max} \geq K_{\text{int}} \geq K_{\min}$ ). Del mismo modo que se hace para caracterizar la petrofábrica en rocas deformadas a partir del elipsoide de deformación, cuando  $K_{\max} \approx K_{\text{int}} \gg K_{\min}$ , se habla de fábrica planar, caracterizada por elipsoides oblatos; cuando  $K_{\max} \gg K_{\text{int}} \approx K_{\min}$  se habla de fábrica linear, caracterizada por elipsoides prolatos. Entre ambos extremos se dan fábricas intermedias caracterizadas por elipsoides triaxiales.

Independientemente de la fuente de la susceptibilidad magnética (minerales ferro-, para- o diamagnéticos), se ha demostrado que la magnitud de esta anisotropía depende de dos factores: 1) de la propia anisotropía magnética de las distintas partículas, y 2) del grado de su alineamiento (TARLING y HROUDA, 1993). El origen de la anisotropía de la susceptibilidad magnética se debe a dos circunstancias: 1) la orientación preferente de los ejes cristalográficos (*anisotropía cristalina*) o 2) a la orientación preferente de granos individuales o de agregados de granos (*anisotropía de forma*). La primera causa determina la ASM en los minerales paramagnéticos (minerales de la arcilla, filosilicatos) y alguna fase ferromagnética (hematites). La anisotropía de forma, sin embargo, es

propia de fases ferromagnéticas como la magnetita. La contribución de las fases para- y ferromagnéticas (las fases diamagnéticas no contribuyen al conjunto de la ASM de la roca debido a su baja susceptibilidad media) al conjunto de la ASM de la roca depende tanto de la susceptibilidad intrínseca de cada mineral como de su concentración en la roca (HROUDA y KAHAN, 1991).

Existen muchos parámetros para describir la fábrica magnética de las rocas, aunque los más empleados son (JELINEK, 1981; HROUDA, 1982): 1) el grado corregido de anisotropía ( $P'$ ), el parámetro de forma ( $T_j$ ) y la susceptibilidad media ( $K_m$ ).

$$\text{Grado de anisotropía corregido: } P' = \exp [2(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]^{1/2}$$

$$\text{donde } \eta_1 = \ln K_{\max}, \eta_2 = \ln K_{\text{int}}, \eta_3 = \ln K_{\min} \text{ and } \eta_m = (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3)/3$$

$$\text{Parámetro de forma: } T_j = [2 \ln(K_{\text{int}} / K_{\min}) / \ln(K_{\max} / K_{\min})] - 1$$

El parámetro  $P'$  se emplea para cuantificar el grado de anisotropía magnética de las partículas y  $T_j$  caracteriza la forma del elipsoide de ASM. La susceptibilidad media de la muestra  $K_m = (K_{\max} + K_{\text{int}} + K_{\min})/3$ , donde  $K_{\max}$ ,  $K_{\text{int}}$  y  $K_{\min}$  representan las susceptibilidades máxima, intermedia y mínima del elipsoide de susceptibilidad.

Las muestras (cilindros con una relación altura/diámetro de 0,82 y volumen de 10,3 cm<sup>3</sup>) son obtenidas con ayuda de una perforadora portátil de gasolina, refrigerada por agua. La medida de la ASM se realiza en un susceptómetro KLY-03 (utilizando un puente de baja intensidad de campo magnético), basado en la medida de las susceptibilidades direccionales a lo largo de determinadas direcciones sobre los especímenes de roca (JELINEK, 1981).

La técnica de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), dirigida al estudio de la fábrica magnética en intrusiones ígneas tabulares (*sills* y diques), ha demostrado ser una herramienta de gran utilidad para determinar no sólo direcciones de flujo (ELLWOOD, 1978; HILLHOUSE y WELLS, 1991; ERNST y BARAGAR, 1992; CAÑÓN-TAPIA *et al.*, 1996; GLEN *et al.*, 1997; GEOFFROY *et al.*, 2002) sino, también, diferencias en el régimen de flujo ígneo (FEMÉNIAS *et al.*, 2004; POLAND *et al.*, 2004).

En este trabajo se presentan los resultados de un estudio detallado de la fábrica magnética de un dique andesítico de dimensiones decamétricas. El patrón direccional revelado por la orientación de las direcciones principales de susceptibilidad a lo largo del dique se emplea para inferir un modelo de emplazamiento del material ígneo, consistente con los datos petrológicos relativos a la composición de los enclaves y la profundidad de su incorporación.

## ANÁLISIS DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA

El estudio de la fábrica magnética se ha centrado en un dique de escala decamétrica y de naturaleza andesítica, con una anchura media de 8 m y una longitud de afloramiento que supera los 50 m (fig. 2A). El dique estudiado presenta un contenido notable de enclaves de naturaleza metamórfica (fundamentalmente cuarcitas) e ígnea (granitoides y aplitas con granate) (figs. 2B y C). El muestreo más detallado se ha efectuado en un cuerpo de orientación promedio N150, 90. En este dique

(MA), y a lo largo de 13 transversales (83 puntos de extracción), se obtuvieron un total de 274 especímenes de  $10,3 \text{ cm}^3$  (fig. 2D).

### SUSCEPTIBILIDAD MEDIA Y MINERALOGÍA MAGNÉTICA

En el caso del dique muestreado, los valores promedio de  $K_m$  (tabla 1) para las distintas transversales consideradas varían entre  $203 \times 10^{-6}$  [SI] (transversal MA7) y  $337 \times 10^{-6}$  [SI] (transversal MA3). El valor promedio para el conjunto del dique es de  $272,6 \times 10^{-6}$  [SI], valor estándar para rocas donde la fábrica magnética está asociada a la presencia de fases paramagnéticas (BORRADAILE y WERNER, 1984). Como muestran los valores del error estándar, existen notables diferencias entre los valores extremos de este parámetro. El gráfico  $K_m$  vs  $P'$  (fig. 3A) pone de manifiesto este sesgo, con dos poblaciones de datos caracterizadas por valores promedio de  $K_m$  de 170 y  $350 \times 10^{-6}$  [SI] respectivamente. Mientras que el grupo con valores más elevados corresponde a especímenes inalterados (con biotita y hornblenda como principales fases paramagnéticas), los valores por debajo de  $250 \times 10^{-6}$  [SI] representan especímenes con evidentes síntomas de alteración (cloritización, etc.).

TABLA 1

**Datos promedio de parámetros magnéticos para las muestras analizadas.  
Entre paréntesis, error estándar**

LÍNEAS	N	$K_m$	$P'$	$T_j$
MA1	25	326,6 (17,2)	1,006 ( $6 \times 10^{-4}$ )	0,238 ( $8 \times 10^{-2}$ )
MA2	23	251,0 (27,6)	1,009 ( $4 \times 10^{-3}$ )	0,366 ( $5 \times 10^{-2}$ )
MA3	19	337,4 (11,2)	1,005 ( $5 \times 10^{-4}$ )	0,112 ( $9 \times 10^{-2}$ )
MA4	25	266,4 (15,8)	1,007 ( $2 \times 10^{-3}$ )	0,053 ( $8 \times 10^{-2}$ )
MA5	19	219,1 (20,5)	1,007 ( $2 \times 10^{-3}$ )	0,106 ( $1 \times 10^{-1}$ )
MA6	11	206,1 (28,1)	1,004 ( $7 \times 10^{-4}$ )	0,471 ( $1 \times 10^{-1}$ )
MA7	16	203,1 (14,5)	1,004 ( $4 \times 10^{-4}$ )	0,055 ( $1 \times 10^{-1}$ )
MA8	18	274,0 (18,9)	1,008 ( $1 \times 10^{-3}$ )	0,267 ( $9 \times 10^{-2}$ )
MA9	30	292,4 (16,8)	1,007 ( $4 \times 10^{-4}$ )	0,215 ( $6 \times 10^{-2}$ )
MA10	23	273,3 (21,9)	1,008 ( $6 \times 10^{-4}$ )	-0,114 ( $8 \times 10^{-2}$ )
MA11	32	240,8 (18,6)	1,006 ( $4 \times 10^{-4}$ )	0,144 ( $5 \times 10^{-2}$ )
MA12	17	320,6 (6,6)	1,007 ( $4 \times 10^{-4}$ )	-0,020 ( $7 \times 10^{-2}$ )
MA13	17	315,7 (9,5)	1,006 ( $6 \times 10^{-4}$ )	0,092 ( $6 \times 10^{-2}$ )
	$\Sigma = 274$	<272,6> (5,7)	<1,007> ( $3 \times 10^{-4}$ )	<0,135> ( $2 \times 10^{-2}$ )

N = número de especímenes;  $K_m$  = susceptibilidad media ( $\times 10^{-6}$  unidades SI);  $P'$  = grado de anisotropía (según JELINEK, 1981);  $T_j$  = simetría de forma (según JELINEK, 1981).

Como muestra el gráfico, no existe relación entre  $K_m$  y  $P'$ . De este modo es posible interpretar la fábrica magnética en términos semicuantitativos, comparándola con la petrofábrica. En cuanto a la mineralogía ferromagnética, los experimentos de adquisición progresiva de remanencia magnética isoterma (IRM) indican que las muestras adquieren la saturación de la IRM a bajos campos (<400 mT), lo que corrobora la presencia de magnetita como principal portador magnético en dichas muestras (fig. 3B). A partir de los datos promedio de la susceptibilidad media y de la interpretación de las curvas de IRM, se desprende que la mineralogía magnética es fundamentalmente paramagnética (biotita y hornblenda), siendo los componentes ferromagnéticos (magnetita en este caso) minoritarios.

## FORMA Y ORIENTACIÓN DE LOS ELIPSOIDES MAGNÉTICOS

El análisis de la forma de los elipsoides magnéticos se ha llevado a cabo mediante el gráfico de anisotropía, donde la forma media ( $T_j$ ) correspondiente a cada espécimen es representada frente al grado de anisotropía ( $P'$ ) de la mineralogía magnética (fig. 4A). Como muestra el gráfico, para el caso del dique analizado, aunque con cierto predominio de elipsoides oblatos ( $1 > T_j > 0$ ), se aprecia una elevada dispersión de formas. Este dato contrasta con los elipsoides predominantemente oblatos encontrados habitualmente en intrusiones de tipo tabular (HROUDA, 1982; STAUDIGEL *et al.*, 1992; TAMRAT y ERNESTO, 1999; CALLOT *et al.*, 2001). Por otro lado, y a diferencia de las características de la fábrica magnética observadas en cuerpos sometidos a deformación posterior (valores elevados del grado de anisotropía), se observa un bajo valor del parámetro  $P'$  (con un valor promedio de 1,007) lo que sugiere un origen primario de estas fábricas.

Como se aprecia en la figura 4B, la variabilidad de formas de los elipsoides magnéticos es independiente del grado de alteración de los especímenes (en ambos casos se observa una proporción similar de elipsoides oblatos y prolatos), que queda puesto de manifiesto por el menor valor de  $K_m$ . Este hecho resulta especialmente trascendente al permitir realizar interpretaciones fiables, en términos de petrofábrica, a partir de la fábrica magnética.

El análisis direccional de la fábrica magnética se ha realizado con la ayuda de la proyección estereográfica de los ejes principales de susceptibilidad ( $K_{max}$ ,  $K_{int}$ ,  $K_{min}$ ). Para cada punto de extracción se han obtenido los valores direccionales promedio, relativos tanto a la lineación (ejes  $K_{max}$ ) como a la foliación (ejes  $K_{int}$  y  $K_{min}$ ) magnética. Una vez representados los datos correspondientes a la lineación y a la foliación magnética promedio en cada punto de extracción, se han reconstruido los correspondientes mapas de trayectorias dentro del dique (figs. 5 y 6). Con el objetivo de identificar direcciones (paralelas a la lineación magnética) y foliaciones (perpendiculares a los ejes  $K_{min}$ ) preferentes de flujo ígneo, se han obtenido los estereogramas sintéticos correspondientes a la totalidad de los ejes  $K_{max}$  y  $K_{min}$  (figs. 5 y 6).

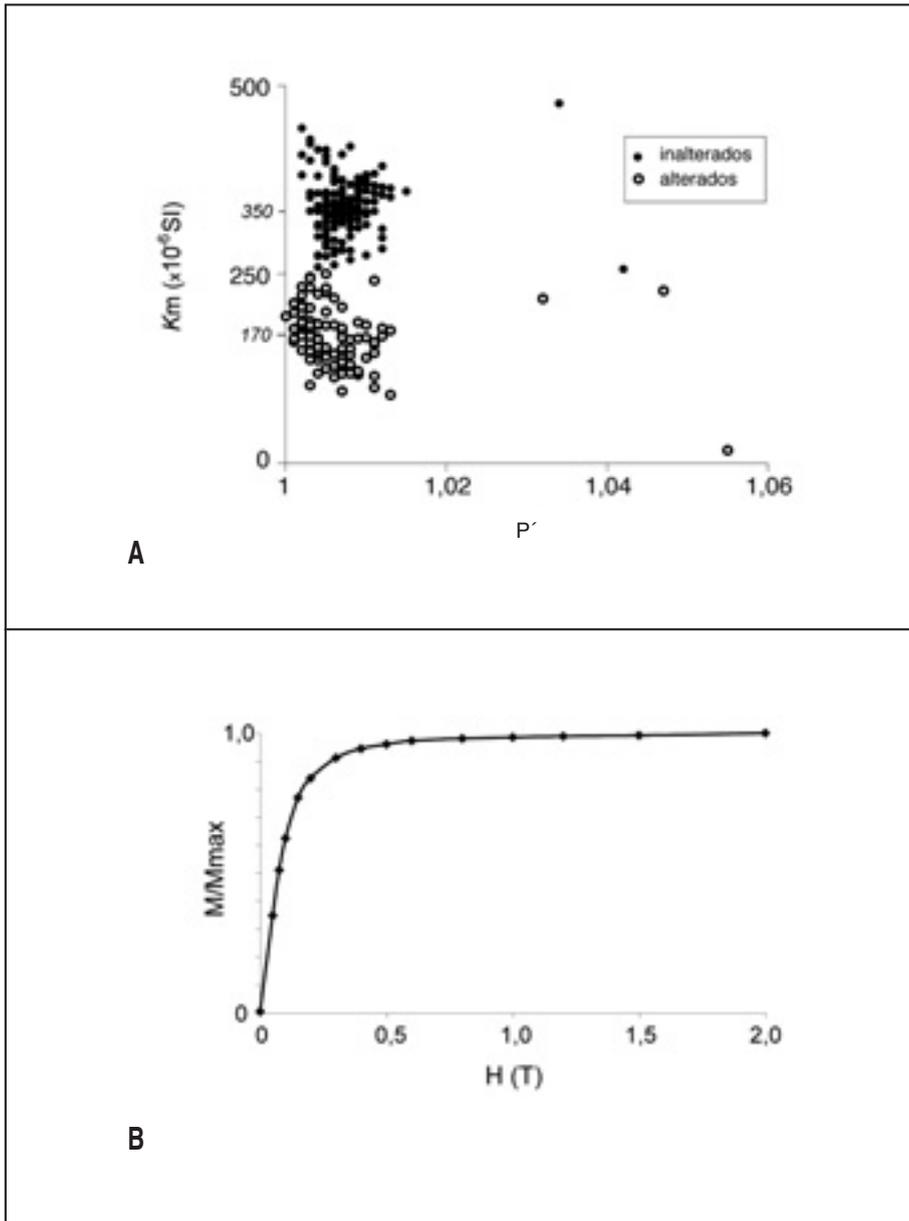


Fig. 3. A) Susceptibilidad media ( $K_m$ ) vs grado de anisotropía ( $P'$ ). B) Curva de magnetización remanente isoterma (IRM) para una muestra representativa del dique andesítico.  $M/M_{max}$  = Magnetización normalizada;  $H$ (T): campo aplicado en Teslas.

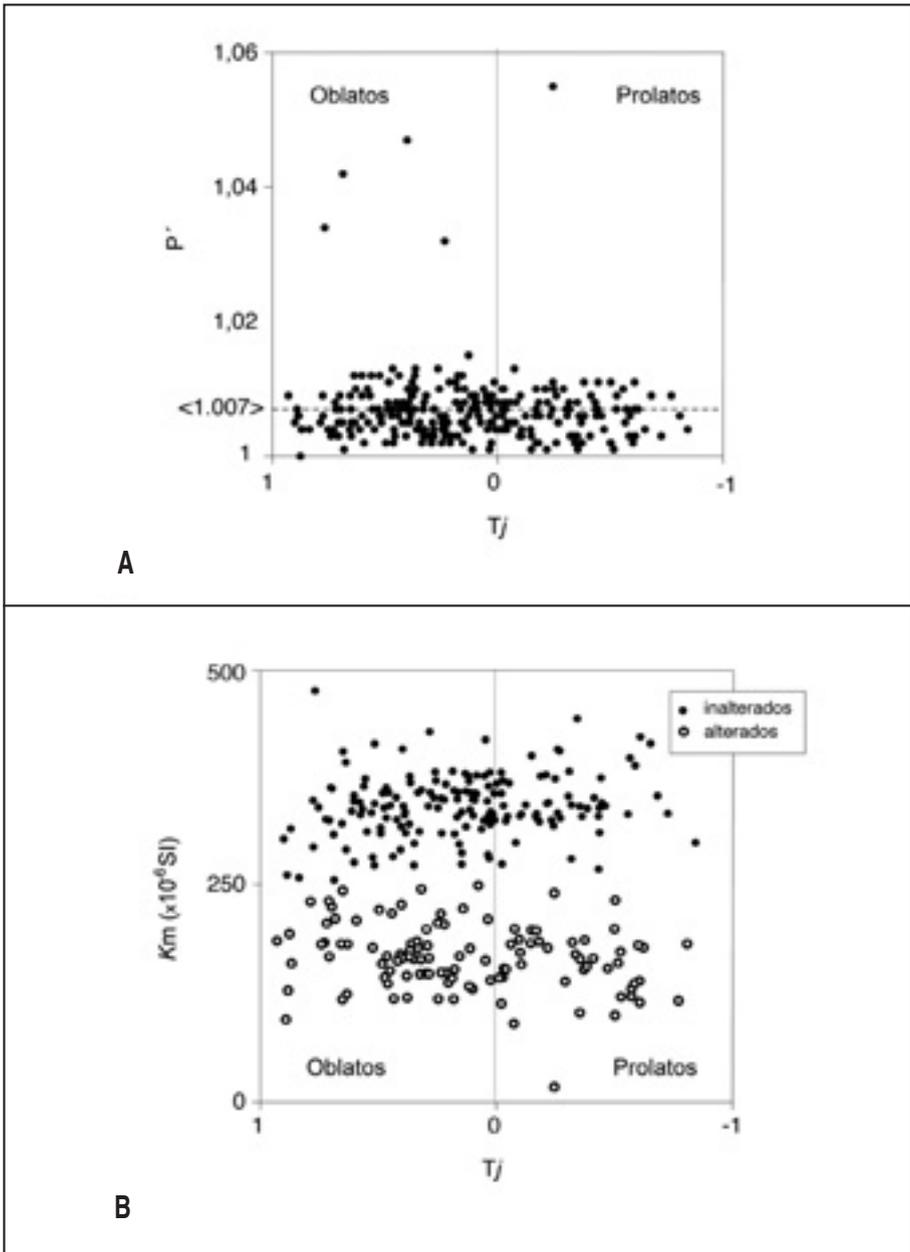


Fig. 4. A) Gráfico de anisotropía de todos los especímenes analizados.  $P'$  = Grado de anisotropía,  $T_j$ ; Parámetro de forma. B) Relación de la susceptibilidad media ( $K_m$ ) y la forma ( $T_j$ ) de los elipsoides magnéticos.

## INTERPRETACIÓN DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA: MODELO DE EMPLAZAMIENTO DE ENCLAVES DE ORIGEN PROFUNDO

Como se ha indicado, los enclaves representan marcadores pasivos de la modalidad del flujo ígneo. Del mismo modo que ocurre con elementos incluidos dentro de un material de distinta viscosidad, la reconstrucción del patrón geométrico de la petrofábrica del magma andesítico que los engloba resulta fundamental a la hora de intentar interpretar el régimen de flujo y con ello aproximarnos a su modo de emplazamiento. Independientemente del modelo que se emplee para describir la relación geométrica y cinemática entre la dirección del flujo ígneo y los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad magnética (dirección de flujo paralela a la dirección de la lineación magnética o inferida a partir de la disposición simétrica de las foliaciones magnéticas en las paredes del dique), la geometría del flujo ígneo está marcadamente condicionada por el régimen, laminar o turbulento, del propio flujo.

El argumento más directo para caracterizar el tipo de régimen de flujo ígneo se basa en la reconstrucción de su propio patrón geométrico. En el caso del análisis de la fábrica magnética esta reconstrucción se lleva a cabo mediante la cartografía de las trayectorias de la foliación y la lineación magnética (CRUDEN *et al.*, 1999; FÉMÉNIAS *et al.*, 2004; PHILPOTTS y PHILPOTTS, 2007). En las figuras 5 y 6 se muestran los mapas de trayectorias de la foliación y la lineación magnética para el dique estudiado.

### FOLIACIÓN MAGNÉTICA

Como muestra el mapa de trayectorias (fig. 5), la foliación magnética no se mantiene paralela (es ligeramente oblicua en algunas zonas, e incluso subperpendicular en otras) a las paredes del dique. Tampoco se define un patrón imbricado de las foliaciones magnéticas en relación a las paredes del dique, síntoma inequívoco de régimen laminar (HILLHOUSE y WELLS, 1991; GEOFFROY *et al.*, 2002; CALLOT y GUICHET, 2003). En varios puntos, la foliación magnética forma un ángulo muy elevado con la pared (mayoritariamente en relación a la pared oriental) del dique. Además, una característica general es el trazado sinuoso de la foliación magnética a lo largo de la mayor parte del dique. No parece, pues, que tal disposición de la foliación magnética pueda ser atribuida a un régimen de flujo uniforme. Independientemente del patrón irregular y curvo de las trayectorias, en numerosos sectores del dique se observa un predominio de foliaciones paralelas al mismo, tal y como es esperable en situaciones en las que existe un fuerte condicionamiento de las características geométricas del conducto en el modo de emplazamiento. Este hecho se pone de manifiesto en el estereograma sintético de la figura 5, en el que se observa un máximo de los ejes  $K_{min}$  (perpendiculares a la la foliación magnética) de orientación ENE-OSO.

Además de los datos de la fábrica magnética, ciertos elementos de la petrofábrica deben ser tenidos en cuenta a la hora de interpretar aspectos cinemáticos. Uno de estos aspectos hace referencia a la presencia y distribución de enclaves dentro de un magma de distinta viscosidad. Como

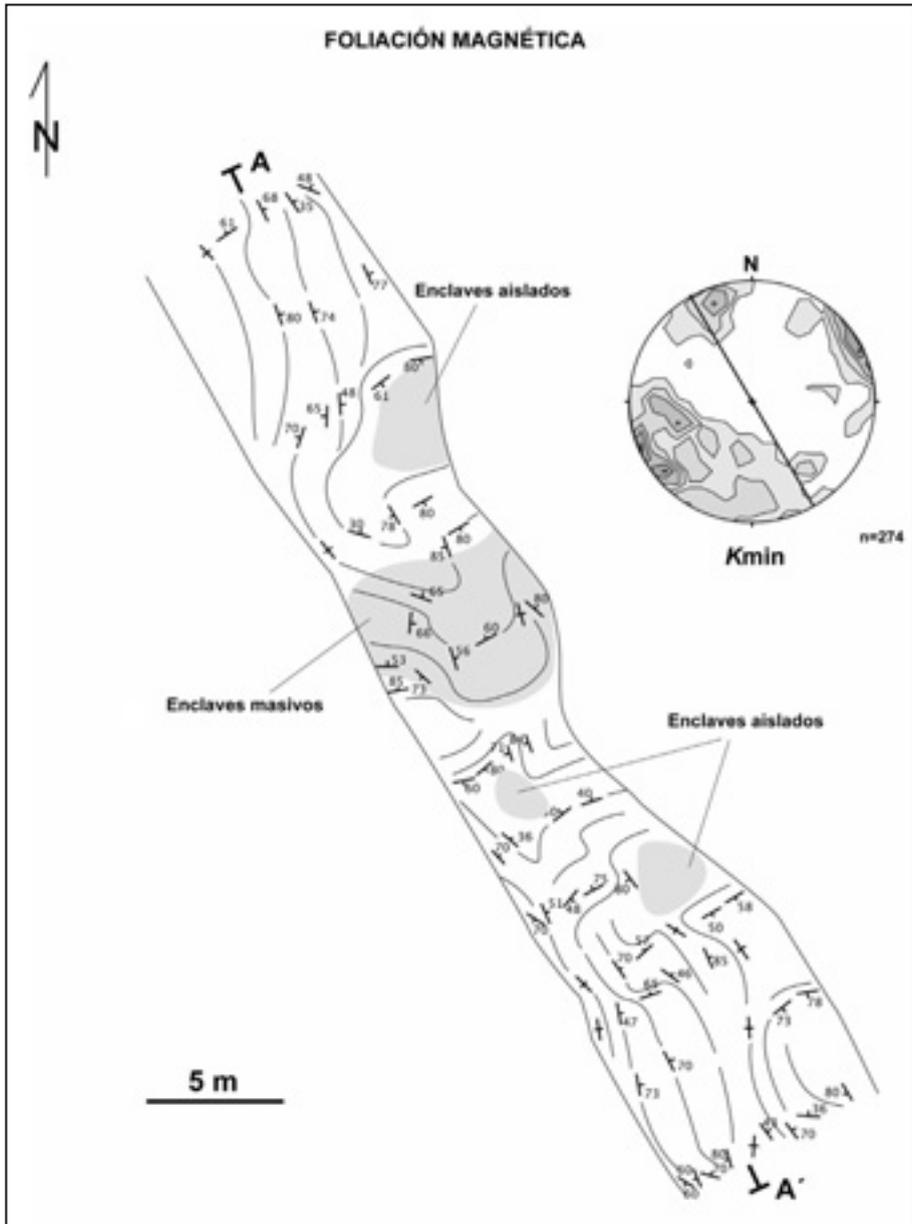


Fig. 5. Mapa de trayectorias de la foliación magnética y estereograma (proyección equiareal, hemisferio inferior) sintético de la dirección de susceptibilidad mínima (Kmin). Intervalo de contorno = 1%. El círculo máximo en el estereograma representa la orientación media del dique.

se ha indicado, este es un aspecto peculiar del cuerpo estudiado y que lo diferencia de otros de igual edad y afinidad presentes en la Cordillera Ibérica. Como muestra el corte de la figura 7, la zona de máxima concentración de enclaves no presenta una ubicación aleatoria, localizándose en las proximidades de la zona de foliaciones convergentes compatible con un modelo de ascenso vertical del magma. Otros dos sectores con enclaves aislados se corresponden con sendos sectores de trayectorias complejas en planta (fig. 5) y geometrías concavas en sección (fig. 7).

## LINEACIÓN MAGNÉTICA

La cartografía de la lineación magnética reproduce, en buena medida, el patrón mostrado por la foliación (fig. 6). Al igual que ocurre en ésta, tampoco se observa un patrón uniforme de trayectorias. Las zonas de mayor complejidad se corresponden bien con las encontradas para la foliación: una zona de trayectorias divergentes asociada a una máxima acumulación de enclaves y zonas donde las trayectorias muestran desviaciones importantes relacionadas con presencia de enclaves aislados.

Del mismo modo que ocurre con la foliación magnética, la mayor oblicuidad entre la lineación y la pared del dique se observa en el lado oriental. La enorme variabilidad en las inclinaciones de la lineación magnética (entre 5° y 75°), sin un patrón de reparto claro, también apoya la idea de un régimen de flujo no laminar.

Como muestra el estereograma sintético (fig. 6), el máximo de los ejes  $K_{max}$  (lineación magnética de orientación N40, 014) no coincide con la orientación media del dique. Desde un punto de vista geométrico, esta circunstancia está en desacuerdo con el modelo frecuente de imbricación asociado al efecto de arrastre provocado por las paredes del dique (HILLHOUSE y WELLS, 1991; GEOFFROY *et al.*, 2002).

## MODELO DE EMPLAZAMIENTO

Los factores que controlan el emplazamiento de enclaves dentro de una masa ígnea pueden catalogarse como intrínsecos o extrínsecos. Independientemente de aquellos factores característicos de los propios enclaves como la densidad, viscosidad, morfología y porcentaje volumétrico, el principal factor intrínseco es la viscosidad del propio magma que los engloba que condiciona el régimen de flujo imperante durante el proceso. La viscosidad de un magma puede estimarse a partir del porcentaje de cristales (fundamentalmente silicatos) contenidos en él (FERNÁNDEZ y GASQUET, 1994) y, por lo tanto, es un factor directamente relacionado con el grado de diferenciación del magma. En el caso estudiado, y para la composición andesítica del magma, puede estimarse un grado de viscosidad moderado, similar al obtenido para otros cuerpos ígneos presentes en la Cordillera Ibérica de parecida composición (GIL IMAZ *et al.*, 2006). Además de un régimen no laminar, este grado de viscosidad permite explicar el transporte de enclaves profundos de diversa composición hacia niveles superficiales de la corteza (fig. 7).

Dentro de los factores extrínsecos cabe destacar la fuerza ascensional del magma, que a su vez queda condicionada por el régimen de deformación responsable del desarrollo de fracturas que fun-

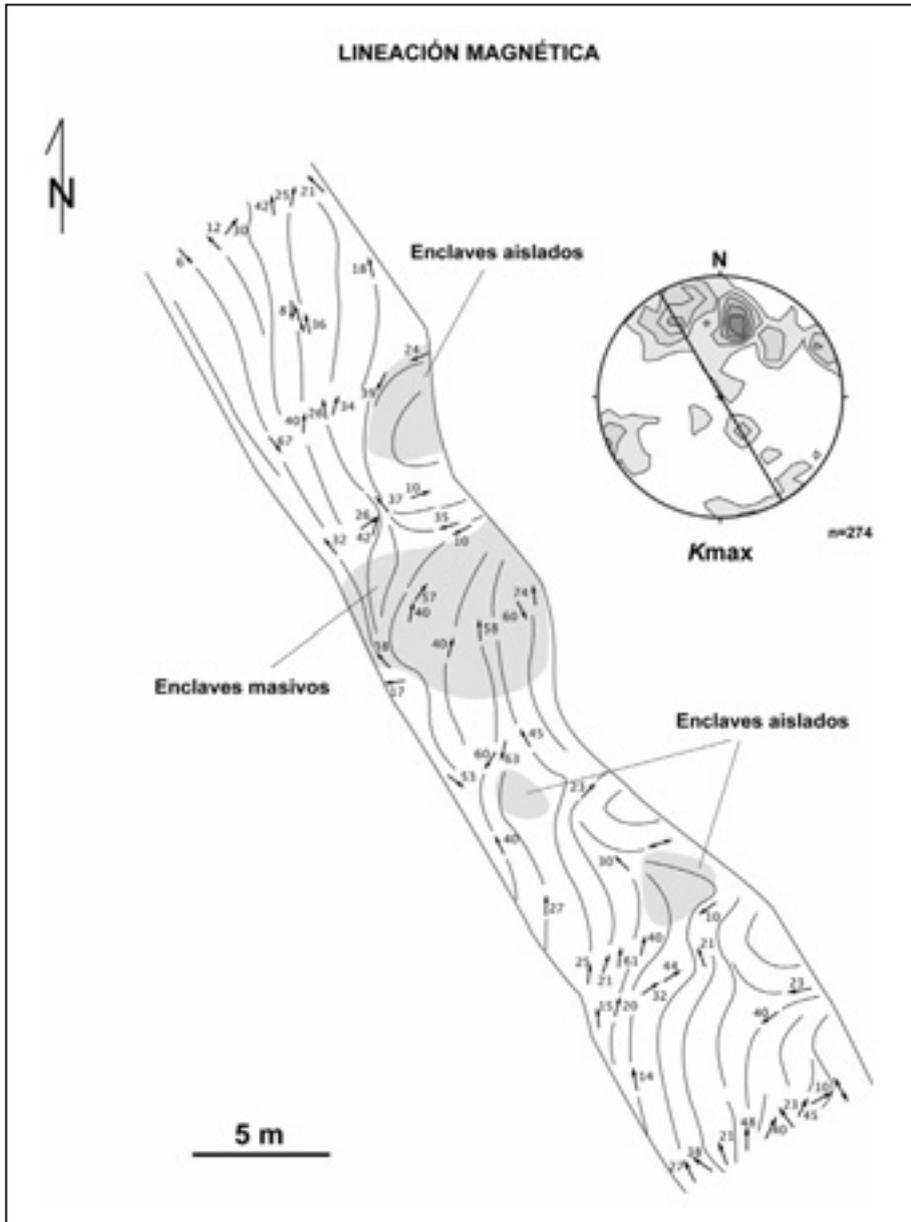


Fig. 6. Mapa de trayectorias de la lineación magnética y estereograma (proyección equiareal, hemisferio inferior) sintético de la dirección de susceptibilidad máxima ( $K_{max}$ ). Intervalo de contorno = 1%. El círculo máximo en el estereograma representa la orientación media del dique.

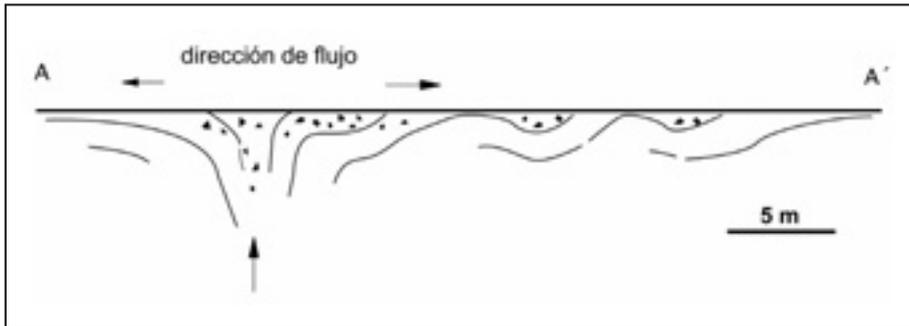


Fig. 7. Corte geológico del dique estudiado. Su situación se indica en la figura 5.

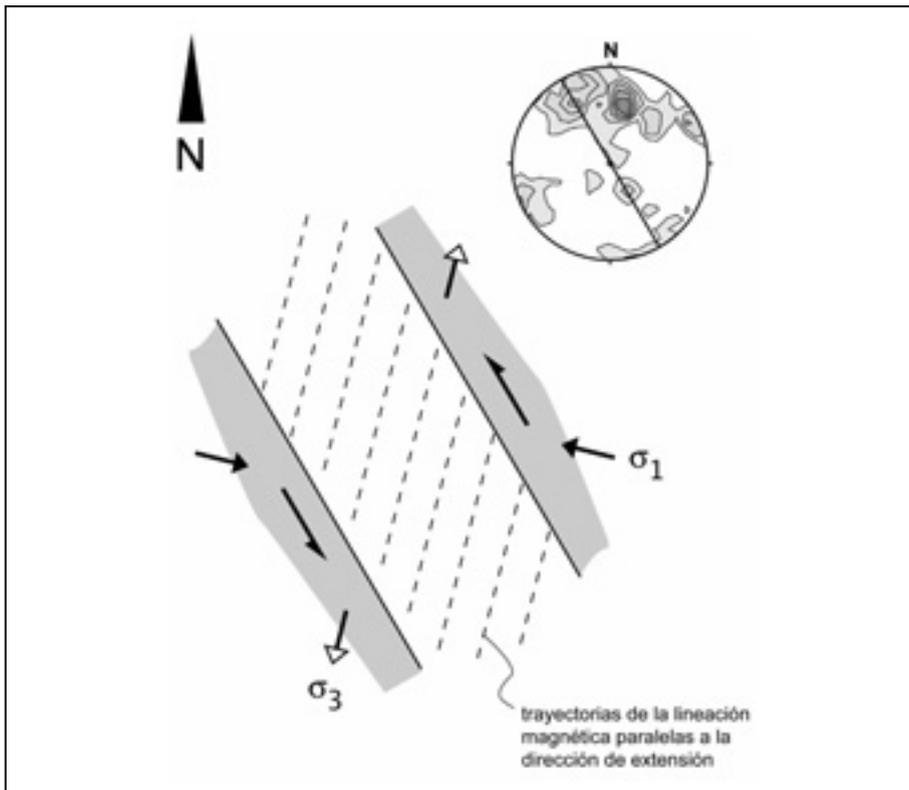


Fig. 8. Modelo esquemático de la formación del dique en relación a una extensión oblicua (paralela a la lineación magnética) de orientación NNE-SSO. Estereograma sintético de la lineación magnética.

cionan como conducto de ascenso de los enclaves. En cuanto al régimen tectónico, y aunque su caracterización requeriría el análisis de un mayor número de diques, ciertos rasgos de la fábrica magnética pueden utilizarse para determinar direcciones probables de los ejes de esfuerzos. Es el caso de la orientación de la lineación magnética en relación a las paredes del dique (FÉMÉNIAS *et al.*, 2004; SANTANA *et al.*, 2006). Considerando el modelo clásico, de relación entre los ejes principales de susceptibilidad y la dirección del flujo, según el cual la lineación magnética (orientación promedio de los ejes  $K_{max}$ ) es paralela al vector de flujo ígneo (KNIGHT y WALKER, 1988; ROCHETTE *et al.*, 1991), la presencia de una lineación oblicua a la pared del dique puede interpretarse como resultado de un emplazamiento favorecido por una extensión oblicua (fig. 8). De acuerdo con los datos obtenidos, la dirección de extensión tendría una orientación media NNE-SSO.

En resumen, el modelo cinemático de emplazamiento del dique estudiado contempla la incorporación de enclaves de origen profundo durante el ascenso de un magma moderadamente viscoso y un régimen de flujo marcadamente turbulento. El contexto tectónico que favorece el ascenso y emplazamiento en superficie se caracteriza por una extensión oblicua de orientación NNO-SSE.

## CONCLUSIONES

El estudio de la fábrica magnética de un cuerpo andesítico de edad Autuniense en el sector NO del Anticlinal de Montalbán ha permitido establecer consideraciones cinemáticas sobre su modelo de emplazamiento: 1) tipo de régimen de flujo y 2) régimen tectónico que gobernó el ascenso y emplazamiento de material ígneo.

El cuerpo ígneo, de estructura tabular y proporciones decamétricas, engloba diversos tipos de enclaves metamórficos e ígneos de origen profundo, que ponen de manifiesto el importante papel jugado por la etapa de fracturación tardivarisca en el emplazamiento de material subcortical.

El carácter turbulento del flujo ígneo es deducido a partir de los patrones de las trayectorias de la foliación y lineación magnética a lo largo de todo el dique. La ausencia de paralelismo entre la foliación magnética y las paredes del dique, la ausencia de un patrón imbricado de ésta en relación al efecto friccional de las paredes y el patrón general de las trayectorias de foliación y lineación magnética no pueden ser explicados a través de un modelo de flujo uniforme.

La oblicuidad entre la orientación media de la lineación magnética y de las paredes del dique apoya un emplazamiento durante un proceso de extensión oblicua de orientación NNE-SSO.

La interpretación sobre el modelo de flujo es coherente con una zona de alimentación de origen profundo, tal y como queda registrado por la presencia de diversos tipos de enclaves granitoideos y metamórficos. Este hecho confirma el papel jugado por la viscosidad del magma en el ascenso y emplazamiento de los enclaves.

## Agradecimientos

Los autores agradecen a Ruth Soto Marín su colaboración en el análisis de la mineralogía ferromagnética mediante experimentos de adquisición progresiva de la remanencia magnética isoterma (IRM) en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos.

## BIBLIOGRAFÍA

- BORRADAILE, G. y WERNER, T. (1994), «Magnetic anisotropy of some phyllosilicates», *Tectonophysics*, 235, pp. 223-248.
- CALLOT, J.P.; GEOFFROY, L.; AUBOURG, C.; POZZI, J.P. y MEGE, D. (2001), «Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies», *Tectonophysics*, 335, pp. 313-329.
- CALLOT, J.P. y GUICHET, X. (2003), «Rock texture and magnetic lineation in dykes: a simple analytical model», *Tectonophysics*, 366, pp. 207-222.
- CAÑÓN-TAPIA, E.; WALKER, G.P.L. y HERRERO-BERVERA, E. (1996), «The internal structure of lavas: insights from AMS measurements I: near vent (a-a)», *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70, pp. 21-36.
- CRUDEN, A.R.; TOBISCH, O.T. y LAUNEAU, P. (1999), «Magnetic fabric evidence for conduit-fed emplacement of a tabular intrusion: Dinkey Creek Pluton, central Sierra Nevada batholith, California», *Journal of Structural Geology*, 104, pp. 10511-10530.
- ELLWOOD, B.B. (1978), «Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements», *Earth and Planetary Science Letters*, 41, pp. 254-264.
- ERNST, R.E. y BARAGAR, W.R.A. (1992), «Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the MacKenzie giant radiating dyke swarm», *Nature*, 356, pp. 511-513.
- FÉMÉNIAS, O.; DIOT, H.; BERZA, T.; GAUFFRIAUX, A. y DEMAÏFFE, D. (2004), «Asymmetrical to symmetrical magnetic fabric of dykes: Paleo-flow orientations and Paleo-stresses recorded on feeder-bodies from the Motru Dyke Swarm (Romania)», *Journal of Structural Geology*, 26 (8), pp. 1401-1418.
- FERNÁNDEZ, A.N. y GASQUET, D.R. (1994), «Relative rheological evolution of chemical contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex (Morocco)», *Contribution in Mineralogy and Petrology*, 116, pp. 316-326.
- GEOFFROY, L.; CALLOT, J.P.; AUBOURG, C. y MOREIRA, M. (2002), «Magnetic and plagioclases linear fabric discrepancy in dykes: a new way to define the flow vector using magnetic foliation», *Terra Nova*, 14, pp. 183-190.
- GIL IMAZ, A.; POCOVÍ, A.; LAGO, M.; GALÉ, C.; ARRANZ, E.; RILLO, C. y GUERRERO, E. (2006), «Magma flow and thermal contraction fabric in tabular intrusions inferred from AMS analysis. A case study in a late-Variscan folded sill of the Albarraçín Massif (southeastern Iberian Chain, Spain)», *Journal of Structural Geology*, 28, pp. 641-653.
- GLEN, J.M.; RENNE, P.R.; MILNER, S.C. y COE, R.S. (1997), «Magma flow inferred from anisotropy of magnetic susceptibility in the coastal Paraná-Etendeká igneous province: Evidence for rifting before flood volcanism», *Geology*, 25, pp. 1131-1134.
- HILLHOUSE, J.W. y WELLS, R.E. (1991), «Magnetic fabric, flow direction and source area of the lower Miocene Peach Spring Tuff in Arizona, California and Nevada», *Journal of Geophysical Research*, 96, pp. 12443-12460.

- HROUDA, F. (1982), «Magnetic anisotropy and its application in geology and geophysics», *Geophysical Survey*, 5, pp. 37-82.
- HROUDA, F. y KAHAN, S. (1991), «The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the High Tatra Mountains, N. Slovakia», *Journal of Structural Geology*, 13, pp. 431-442.
- JELINEK, V. (1981), «Characterization of the magnetic fabric of rocks», *Tectonophysics*, 79, pp. 63-67.
- KNIGHT, M.D. y WALKER, G.P.L. (1988), «Magma flow directions in flows of the Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies», *Journal of Geophysical Research*, 93, pp. 4308-4319.
- LAGO, M.; ARRANZ, E.; POCOVÍ, A.; GALÉ, C. y GIL IMAZ, A. (2004), «Lower Permian magmatism of the Iberian Chain, Central Spain, and its relationship to extensional tectonics», en M. WILSON; E-R. NEUMANN; G.R. DAVIES; M.J. TIMMERMAN; M. HEEREMANS y B.T. LARSEN (eds.), *Permocarboniferous Magmatism and Rifting in Europe*. London, Geological Society, Special Publications, 223, pp. 465-490.
- PHILPPOTS, A.R. y PHILPPOTS, D.E. (2007), «Upward and downward flow in a camptonite dike as recorded by deformed vesicles and the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS)», *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, pp. 81-94.
- POLAND, M.P.; FINK, J.H. y TAUXE, L. (2004), «Patterns of magma flow in segmented silicic dikes at Summer Coon volcano, Colorado: AMS and thin section analysis», *Earth and Planetary Science Letters*, 219, pp. 155-169.
- ROCHETTE, P.; JENATTON, L.; DUPUY, C.; BOUDIER, F. y REUBER, I. (1991), «Emplacement modes of basaltic dykes in the Oman ophiolite: evidence from magnetic anisotropy with reference to geochemical studies», en T.J. PETERS (ed.), *Ophiolite Genesis and the Evolution of the Oceanic Lithosphere*, Dordrecht, Kluwer, pp. 55-82.
- SANTANA, V.; VEGAS, N.; PINOTTI, L. y TUBÍA, J.M. (2006), «Fábrica magnética de diques doleríticos del Plutón de Panticosa (Zona Axial, Pirineos)», *Geogaceta*, 39, pp. 19-22.
- STAUDIGEL, H.G.; GEE, G.; TAUXE, L. y VARGA, R.J. (1992), «Shallow intrusive direction of sheeted dykes in the Troodos ophiolite: anisotropy of magnetic susceptibility and structural data», *Geology*, 20, pp. 841-844.
- TAMRAT, E. y ERNESTO, M. (1999), «Magnetic fabric and rock-magnetic carácter of the Mesozoic flood basalts of the Paraná Basin, Brazil», *Journal of Geodynamics*, 28, pp. 419-437.
- TARLING, D.H. y HROUDA, F. (1993), *The magnetic anisotropy of rocks*, London, Chapman & Hall eds.
- TORRES, J.A.; LAGO, M.; POCOVÍ, A. y CARSL, P. (1991), «Caracteres geológicos del magmatismo calco-alcalino, Stephaniense-Pérmico, en el Anticlinal de Montalbán (provincia de Teruel)», *Teruel*, 82(1), pp. 7-38.

Recibido el 21 de junio de 2007  
Aceptado el 23 de marzo de 2009

**ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO Y GEOQUÍMICO  
DE LOS OOIDES FERRUGINOSOS DE LA CAPA  
DE ARROYOFRÍO Y SU RELACIÓN CON LOS  
MAGMATISMOS TRIÁSICO Y JURÁSICO DE TERUEL**



*Javier Ramajo Cordero y Carlos Galé Bornaó*



# ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO Y GEOQUÍMICO DE LOS OOIDES FERRUGINOSOS DE LA CAPA DE ARROYOFRÍO Y SU RELACIÓN CON LOS MAGMATISMOS TRIÁSICO Y JURÁSICO DE TERUEL\*

*Javier Ramajo Cordero\*\* y Carlos Galé Bornaó\*\*\**

## RESUMEN

El límite Jurásico Medio-Superior es una época donde la sedimentación marina refleja importantes cambios paleogeográficos y de las condiciones ambientales de los océanos. En la Cuenca Ibérica dicho intervalo se caracteriza por la existencia de una sedimentación marina irregular y condensada, con el depósito de la Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío, que presenta sus mejores afloramientos en la provincia de Teruel. La integración de los datos del análisis geoquímico, mineralogía, textura y facies de estos depósitos permite precisar su origen. A partir de los datos obtenidos se puede indicar que dichas ooides se generan en un ambiente marino por aportes procedentes de productos volcánicos.

**Palabras clave:** Jurásico Medio-Superior, Capa de Arroyofrío, oolitos ferruginosos, vulcanismo.

## ABSTRACT

*Sedimentological and Geochemical Study of Iron Ooides of Arroyofrío bed and its relationship with Triassic and Jurassic Magmatism from Teruel.*

\* Trabajo realizado con una Ayuda a la Investigación del Instituto de Estudios Turolenses concedida en 2006.

\*\* IGME, Instituto Geológico Minero de España, Oficina de Proyectos, C/ Manuel Lasala, 44, 50009, Zaragoza.

\*\*\* Área de Petrología y Geoquímica, Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009, Zaragoza.

During the Middle-Upper Jurassic boundary important paleogeographic and environmental changes occurred in the oceans. In the Iberian Basin these interval is marked by a condensed and irregular sedimentation and the deposit of a unit called Arroyofrío Bed. The best outcrops of this unit are located in the Teruel province. The integration of depositional, textural, mineralogical and geochemical data of the iron ooids of these beds suggests a volcanic influence on the origin of the ooids into a marine carbonate platform environment.

**Key words:** Middle-Upper Jurassic, Arroyofrío bed, iron ooids, volcanism.

## INTRODUCCIÓN

En la Cordillera Ibérica y, en general, en el área noroeste de la Península Ibérica, el Jurásico es un periodo en el cual predominan las condiciones de sedimentación marina carbonatada, desarrollada en extensas áreas ocupadas por mares epicontinentales de batimetría inferior a unos pocos centenares de metros. Estas áreas se encuentran comunicadas con las áreas oceánicas al norte, correspondientes al dominio Boreal, a través de la Cuenca Vasco-Cantábrica, así como con las áreas oceánicas del Tethys en la zona oriental a través de la Plataforma de Tortosa y las Cadenas Costero Catalanas, enlazando al sur con las plataformas epicontinentales someras del Prebético Externo.

La sedimentación en esta área viene condicionada por el desarrollo tectónico de la cuenca, propia de un *rift* abortado cuya evolución tanto en el Jurásico como en el Mesozoico ha sido explicada detalladamente en los trabajos de SALAS y CASAS (1993), SALAS *et al.* (1995, 2001). Durante el Jurásico Medio las condiciones serían de una relativa calma tectónica (fase de *post-rift*), reactivándose la actividad tectónica durante el límite Jurásico Medio-Superior y ya más claramente durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

En este contexto, la zona que ocupa la actual provincia de Teruel se encontraba, durante el Jurásico Medio, dividida en dos áreas ocupadas por plataformas epicontinentales (GÓMEZ y FERNÁNDEZ-LÓPEZ, 2006) separadas por un área en la que dominaba la sedimentación carbonatada muy somera que, en ocasiones, pudo llegar a emerger, situada en la zona del Maestrazgo y Montalbán, denominada Alto de Ejulve-Maestrazgo o Alto del Maestrazgo (BULARD, 1972; GÓMEZ, 1979, GÓMEZ y FERNÁNDEZ-LÓPEZ, 2006). La primera de estas plataformas epicontinentales está situada en la Rama Castellana (conformada por los relieves de las sierras de Palomera, Albarracín, Gúdar y Javalambre) y se encontraba conectada hacia el suroeste con un área marina relativamente abierta en la zona de Valencia. La segunda presenta rasgos de una sedimentación algo más abierta, de plataforma epicontinental, y se ubicaría en la Rama Aragonesa, en el límite entre las provincias de Teruel y Zaragoza (Sierra de Arcos, Bajo Aragón-Calanda y Puertos de Beceite). A partir del Oxfordiense toda el área queda ocupada por una plataforma relativamente somera y homogénea, condiciones que se mantienen durante todo el Jurásico Superior (BÁDENAS y AURELL, 2001, AURELL *et al.*, 2002). En este contexto paleogeográfico, se produce durante el límite Calloviense-Oxfordiense la formación de una unidad condensada caracterizada por el depósito de sedimentos

con los ooides ferruginosos objeto del presente estudio. Esta capa conforma una unidad litoestratigráfica bien definida denominada Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío, que se extiende por amplias zonas de la Cordillera Ibérica. Los diversos estratos y niveles incluidos en la misma consisten en depósitos condensados, cuyo rasgo más característico es la presencia de ooides ferruginosos. Dentro de la capa se encuentran sucesivos depósitos separados por discontinuidades y *hard-grounds* asociados a lagunas estratigráficas. De entre éstas, destaca la discontinuidad asociada al límite Jurásico Medio-Superior.

El origen de esta capa y de los ooides ferruginosos que forman parte de la misma ha estado sometido a discusión a lo largo de los últimos 30 años, desde los trabajos de BULARD (1972) y la definición original de la misma como unidad litoestratigráfica por GÓMEZ (1979), siendo formalmente definida por GÓMEZ y GOY (1979) en las proximidades de la localidad de Arroyofrío (Teruel). Algunos de los afloramientos más característicos de esta unidad se encuentran en diferentes áreas de la provincia de Teruel, de los cuales se han estudiado para el presente trabajo los que corresponden a la Sierra de Arcos (río Martín) y a la Sierra de Albarracín. En la primera se han estudiado los afloramientos del Barranco de las Estacas y Ariño. Mientras que en la zona de Albarracín lo han sido los de Moscardón y Frías de Albarracín.

En su mayoría, los afloramientos mencionados han sido primeramente descritos y estudiados desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico por BULARD (1972), BULARD *et al.* (1974), GÓMEZ (1979), AURELL (1990), AURELL *et al.* (1994), RAMAJO *et al.* (2002) y RAMAJO (2006). La abundancia de ammonoideos que presentan los materiales de esta unidad permite realizar dataciones bastantes precisas y establecer una bioestratigrafía detallada de estos materiales (MELÉNDEZ, 1989; FONTANA, 1990; LARDIÉS, 1990; MELÉNDEZ y FONTANA, 1993; MELÉNDEZ *et al.*, 1997; LARDIÉS *et al.*, 1997; PAGE *et al.*, 2004; BELLO, 2005 y RAMAJO, 2006). De igual manera esta unidad ha sido objeto de estudios de carácter sedimentológico por parte de diferentes autores a lo largo de estos años (GÓMEZ, 1979; BROCHWICZ-LEWINSKI *et al.*, 1984; AURELL, 1990; AURELL *et al.*, 1994; NORRIS y HALLAM, 1995; RAMAJO *et al.*, 2002 y RAMAJO, 2006). Sin embargo, estos trabajos que han permitido caracterizar las facies y el contenido paleontológico de las mismas, así como establecer un modelo de génesis de los ooides ferruginosos en cuanto a su formación y depósito, no han determinado cuál es la fuente de aporte de los elementos que forman los mismos. Existen, sólo puntualmente, datos no sistemáticos de análisis de algunos componentes minoritarios (BROCHWICZ-LEWINSKI *et al.*, 1986 y DÍAZ-MARTÍNEZ *et al.*, 2002) que indican la presencia de elementos de posible procedencia volcánica. El origen volcánico en el caso de partículas ferruginosas semejantes durante el Jurásico Inferior ha sido enunciado recientemente por GARCÍA-FRANK (2006), relacionándolo con el magmatismo jurásico de Teruel (MARTÍNEZ *et al.*, 1997, 1998), siguiendo estudios sobre materiales antiguos o actuales que postulan la fuente principal de los ooides ferruginosos a partir de materiales volcánicos antiguos o actuales (KIMBERLY, 1994; HEINKOOP *et al.*, 1996; STURESSON *et al.*, 2000). Estos trabajos indican que la caracterización de las REE (*Rare Earth Elements*: tierras raras) y de las relaciones isotópicas son los mejores elementos para determinar la relación con el magmatismo. De este modo, en el presente trabajo se ha realizado el estudio geoquímico de los

depósitos de ooides ferruginosos de la Capa de Arroyofrío, especialmente de su contenido en tierras raras. La comparación de estos datos con la composición geoquímica de los magmatismos triásico y jurásico de Teruel nos permitirá clarificar las hipótesis planteadas para el origen de este nivel de oolitos ferruginosos, a partir de la alteración de materiales volcánicos previos o de los productos de exhalación de un vulcanismo submarino.

## METODOLOGÍA

En el presente trabajo se han elegido varias muestras entre las más representativas de las tomadas en los 4 perfiles seleccionados (fig. 1). Estas muestras han sido sometidas a diversas técnicas analíticas, tanto para la identificación de la mineralogía mediante difracción de rayos X como de la composición química de los ooides ferruginosos mediante SEM-EDX (Analizador de dispersión de rayos X acoplado a la microscopía electrónica de barrido) para los elementos mayores y láser-ICP-MS (*Inductively Coupled Plasm-Mass Spectrometry*: Espectrometría de masas con fuente de plasma acoplada) para los elementos traza.



Fig. 1. Situación geográfica de los perfiles estudiados en la provincia de Teruel.

## ANÁLISIS MINERALÓGICOS: DIFRACTOMETRÍA DE RAYOS X

El análisis mineralógico de los ooides se ha realizado mediante difracción de rayos X (DRX), sobre muestras de roca total y muestras de ooides extraídos por medios mecánicos, lo que evita los cambios mineralógicos que podrían inducir otros tratamientos químicos de extracción.

Las muestras se han preparado utilizando dos técnicas, difracción en polvo de muestra total con carga lateral y agregados orientados sobre la fracción arcilla. La primera técnica permite una identificación de la mineralogía de la muestra total, mientras que la segunda identifica los minerales de la arcilla presentes. En ambos casos se empleó un difractómetro Siemens D5000 bajo las siguientes condiciones: tubo de Cu, voltaje de 40 kv e intensidad de 30 mA con monocromador de Si, rendija de divergencia automática y rendija receptora de 0,1 mm, desde  $2\theta = 3^\circ$  hasta  $2\theta = 65^\circ$ , con pasos de  $0,05 2\theta$  cada 3 segundos. Ambos se realizaron en el laboratorio del Dpto. de Ciencias Experimentales de la Universitat Jaume I de Castellón. Para la técnica de agregados orientados se calcinaron las muestras hasta  $490^\circ\text{C}$ , con lo que se consiguió que desapareciesen el pico de la goethita (al deshidratarse su estructura) y el pico de la caolinita, permitiendo diferenciar la clorita. Posteriormente se sometió la muestra a un ambiente saturado en etilenglycol para comprobar la existencia de esmectitas, que se alteran mediante este tratamiento, lo que hace que los picos aparecidos entre  $d = 15$  y  $d = 10$  se desplacen hacia la derecha en el difractograma.

## ANÁLISIS GEOQUÍMICO: ELEMENTOS MAYORES

Los análisis de elementos mayores se han realizado mediante la técnica de SEM-EDX, con microscopios electrónicos JEOL JSM 6400 del Servicio de Microscopia Electrónica de los Servicios de Apoyo a la Investigación de la Universidad de Zaragoza y del Laboratorio de Investigación de Bienes Culturales de la DGA.

Con esta técnica se han obteniendo imágenes de electrones secundarios (SEI) y de electrones retrodispersados (BEI). Las primeras se realizan sobre muestras recubiertas de carbono o plata y permiten observar la estructura y morfología de los diferentes componentes. La segunda, que tiene lugar sobre probetas pulidas, permite, además de realizar observaciones de carácter textural y morfológico similares a las anteriores, una identificación semicuantitativa, en función de los tonos de gris de las imágenes de los componentes principales de los ooides. Así, en este trabajo se observa que aquellas áreas ricas en Fe y en otros cationes similares presentan un tono gris claro a blanquecino, las zonas cuyos componentes principales son Ca y P muestran unos tonos grises más oscuros de tipo medio, y por último los granos de cuarzo (Si) dan tonos grises muy oscuros. Así mismo, esta técnica de electrones retrodispersados permite, mediante el sistema computerizado de análisis de la energía de los rayos X dispersados (SEM-EDX), eXL-10 de LINK ANALYTICAL que lleva acoplado dicho microscopio, realizar diversos análisis puntuales de los ooides ferruginosos de muestras de oolitos callovienses y oxfordienses que han posibilitado ver la variación de los elementos mayores dentro de los ooides. Estos análisis se realizan focalizando el haz sobre una zona de  $2\ \mu\text{m}$

de diámetro aproximadamente dentro del oolito. La técnica tiene una gran fiabilidad para el contenido en elementos mayores (>5%), siendo muy poco fiables los resultados cuantitativos obtenidos para estos con porcentajes menores de 1%. Se han analizado los siguientes elementos: K, Na, Ca, Mg, Sr, Mn, Ti, Fe, Al, Si, P, S, por haberse considerado los más relevantes para caracterizar la mineralogía y geoquímica de los ooides ferruginosos.

### ANÁLISIS GEOQUÍMICO: ELEMENTOS TRAZA

Los análisis de elementos traza fueron realizados mediante láser-ICP-MS en el Servicio de Datación Radiométrica y Geología Isotópica del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada. Para su análisis, se elaboró una lámina delgado-pulida de un espesor continuo superior a 100 mm con cuatro fragmentos de roca correspondientes a los cuatro conjuntos de muestras a analizar.

El equipo analítico consta de un espectrómetro de masas con fuente de ionización por antorcha de plasma y filtro de iones por cuadrupolo AGILENT 7500 a, con sistema de Ablación Láser Mercantek UV-213. La ablación se realiza mediante un láser NDYAG con un diámetro de haz de 30 mm en atmósfera de He. Para la obtención de los análisis se utilizaron, como patrón externo, la concentración de elementos mayores obtenida mediante microscopía electrónica SEM y, como patrón interno, la composición en trazas del estándar internacional NBS-610.

### ESTRATIGRAFÍA (DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS)

#### SIERRA DE ARCOS

En la Sierra de Arcos, los materiales del intervalo Jurásico Medio-Superior se encuentran ampliamente representados en afloramientos muy bien expuestos y que han sido objeto de gran cantidad de estudios. En esta área la Capa de Arroyofrío, que ha sido estudiada de manera detallada en numerosos trabajos (BULARD, 1972; GÓMEZ, 1979; MELÉNDEZ, 1989; AURELL, 1990; AURELL *et al.*, 1994; MELÉNDEZ *et al.*, 1997; RAMAJO *et al.*, 2002; BELLO, 2005 y RAMAJO, 2006), consiste en una serie condensada de 0,6 a 1,2 m de calizas y calizas margosas con ooides ferruginosos. Para el presente trabajo se han seleccionado por su buena exposición y control estratigráfico los afloramientos de Ariño y Barranco de las Estacas.

#### Barranco de las Estacas

El perfil se sitúa en el Barranco de las Estacas, afluente del río Martín. Se accede al mismo desde una pista que sale desde la granja de Ventas de San Pedro, hasta llegar a las cercanías del Cabezo de San Pedro. A partir de allí se coge una pista que bordeando el barranco llega a un puente que lo cruza. El afloramiento se localiza en las márgenes del barranco en el punto de coordenadas UTM: X= 698.880 5, e Y= 4.545.695 (fig. 2).

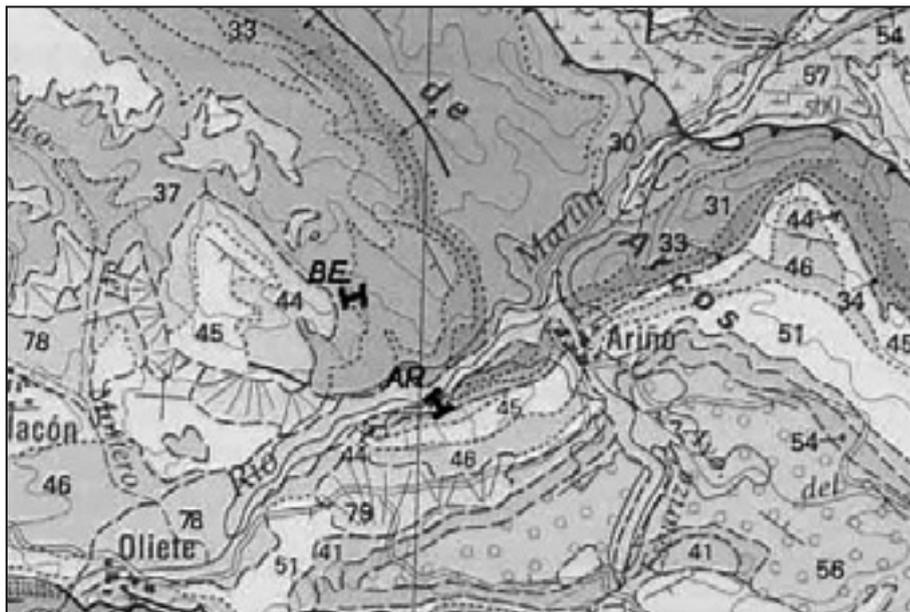


Fig. 2. Localización de los dos afloramientos estudiados en la Sierra de Arcos, BE: Barranco de las Estacas. AR: Ariño (modificado de la Cartografía Geológica 1:200.000 Hoja 40, Daroca).

La sección estudiada comienza en el Jurásico Medio, en los materiales del Bathoniense-Calloviense inferior. Estos consisten en dos metros de calizas gris-beige a rojizas con interestratos de margas (fig. 3). Las calizas se disponen en estratos decimétricos tabulares a nodulosos, ordenados en secuencias estratocrecientes. Se observan en la parte inferior de este tramo facies *wackestone-packstone* a *packstone* de peloides y bioclastos (filamentos de bivalvos), con frecuentes fósiles de ammonoideos, braquiópodos, bivalvos y belemnites, y ocasionalmente intensa bioturbación, que puntualmente presenta pequeños ooides y peloides ferruginizados. En la base se recogen ammonites de la Biozona *Retrocostatum* del Bathoniense superior (K. PAGE, *com. pers.*). Por encima se observa una última secuencia estratocreciente, con facies *wackestone* bioclástica y peloidal, que pasa a facies *wackestone* a *packstone* de bioclastos (filamentos de bivalvos) y peloides con abundantes fósiles de ammonoideos y belemnites, sobre todo en el último nivel que presenta un *hard-ground* a techo. En este último nivel se han identificado ammonoideos de la Biozona *Bullatus* del Calloviense inferior (MELÉNDEZ *et al.*, 1997; RAMAJO, 2006). Por encima se encuentra la Capa de Arroyofrío, dentro de la cual se pueden distinguir dos tramos:

1) El tramo inferior está compuesto por un metro de calizas y margas rojizas con ooides ferruginosos. Las calizas tienen estratificación de nodulosa a tabular, con potencias decimétricas (de 0,1 a 0,3 m). Su facies varía desde *wackestone* con peloides, bioclastos y ooides ferruginosos a *packstone*

con bioclastos (protoglobigerinas, crinoides y filamentos), peloides y ooides ferruginosos. Los ooides presentan una tendencia a aumentar su diámetro hacia el techo, estando el tramo culminado por un *hardground*. En cuanto a su edad, se identifican en su parte inferior ammonites de las biozonas *Bullatus* y *Gracilis* del Calloviense inferior, y en el último estrato se han recogido ammonites de la Biozona *Anceps* del Calloviense medio (fig. 3).

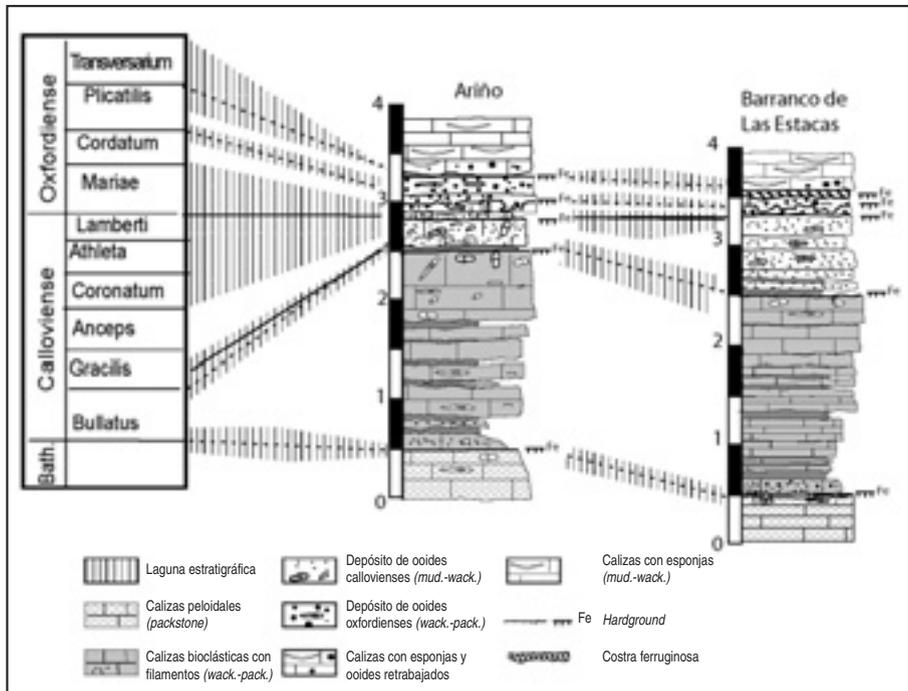


Fig. 3. Correlación estratigráfica de los materiales de la Capa de Arroyofrío de los afloramientos de Ariño y Barranco de las Estacas.

2) El tramo superior tiene una estratigrafía compleja. Primero se observa un depósito de 0,3 m de espesor de calizas en tonos rosáceos y anaranjados, con facies de *packstone* bioclástico y peloidal con abundantes ooides ferruginosos. Estos son fuertemente heterométricos y están acompañados por intraclastos ferruginizados. Dentro de este depósito se aprecia una serie de superficies ferruginizadas que delimitan cuerpos que se acuñan sobre la superficie de discontinuidad, delimitando pequeños depósitos con ordenación granodecreciente. Por último, el estrato está culminado por un *hardground* bastante neto. Dentro del mismo se han recogido ammonites de la Biozona *Cordatium*, del Oxfordiense inferior (MELÉNDEZ, 1989). Situado inmediatamente por encima, se encuentra un banco de 0,3 m de

calizas blancas en facies de *wackestone a packstone* con restos de bioclastos y ooides ferruginosos de gran tamaño (con diámetros de hasta 0,5 cm), que podría tener una edad de Oxfordiense medio, situándose en la Biozona *Plicatilis*, subbiozonas *Patturatensis* y/o *Antecedens* (BELLO, 2005).

Por encima se sitúan los materiales de la Formación Calizas con esponjas de Yátova descritos en trabajos precedentes (MELÉNDEZ, 1989; AURELL, 1990; MELÉNDEZ *et al.*, 1997; RAMAJO *et al.*, 2000; BELLO, 2005 y RAMAJO, 2006).

## Ariño

El perfil se encuentra junto al río Martín, entre las localidades de Ariño y Oliete, en las denominadas Ventas de San Pedro (fig. 2), en el punto de coordenadas UTM: X= 699.324 e Y= 4.543.768.

La base se sitúa sobre un *hardground* con fósiles truncados que culmina unas calizas grises en facies de *packstone* de peloides con bioclastos y filamentos, perteneciente al Bathoniense medio (Biozona *Subcontratus* y/o *Bremeri*). Por encima se observan 1,2 m de calizas pardas a beigeas, con intercalaciones de margas. Las calizas tienen estratificación de nodulosa a tabular, con espesores decimétricos (0,1 a 0,4 m), y se ordenan en secuencias estratocrecientes. Este tramo presenta en su base calizas de tonos rojizos con ooides y pisoides ferruginosos, en facies *wackestone* de bioclastos y peloides que pasan a calizas de facies *wackestone a packstone* de bioclastos (filamentos) y peloides. Se han reconocido como fósiles más abundantes ammonoideos y bivalvos. Los ammonoideos permiten datar la base del intervalo como Bathoniense superior (Biozona *Retrocostatum*). A continuación se identifica una secuencia estratocreciente compuesta por 0,8 a 0,9 m de calizas de color gris parduzco, en las que el estrato superior presenta gran cantidad de fósiles como ammonites, belemnites, bivalvos, braquiópodos, así como un *hardground* con fósiles truncados e incrustados a techo. En este nivel bioclástico se reconocen ammonites de la Biozona *Bullatus* del Calloviense inferior (fig. 3).

Por encima del *hardground* que culmina el nivel bioclástico se observa la Capa de Arroyofrío. Esta consiste en un metro de calizas con ooides ferruginosos, cuyo depósito puede subdividirse en dos subtramos:

1) El inferior se compone de un estrato de 0,5 m de potencia, de calizas bioclásticas con ooides ferruginosos de pequeño tamaño y homométricos, de tonos rojizos, con una base algo margosa. Estas calizas tienen facies *wackestone a packstone* de filamentos con peloides y ooides ferruginosos. Además presenta gran cantidad de fósiles de bivalvos, braquiópodos, belemnites y crinoides, así como ammonites reelaborados y resedimentados de las biozonas *Bullatus* y *Gracilis* del Calloviense inferior y *Anceps* del Calloviense medio. El techo de este nivel es un *hardground* con ammonites truncados.

2) El superior consiste en un nivel de calizas rosáceas con ooides ferruginosos de 0,4 a 0,5 m de potencia, que puede subdividirse en tres partes:

– La primera, de entre 0,1 a 0,15 m de espesor, presenta facies *wackestone* con bioclastos y ooides ferruginosos homométricos, de tamaño algo mayor que los del tramo inferior, que tienen

ammonites reelaborados del Calloviense medio. Está coronada por una superficie irregular y bioturbada con una costra ferruginosa.

– La segunda es un nivel de 0,1 a 0,15 m de espesor, de calizas con ooides más heterométricos, con intraclastos y moldes reelaborados de ammonites. Su facies es *packstone* de bioclastos con peloides y ooides ferruginosos con ordenación interna granodecreciente. Este nivel ha sido datado como perteneciente a la Biozona *Cordatum* del Oxfordiense inferior.

– Por último, y separado por una costra ferruginosa centimétrica irregular, se encuentra un depósito de unos 0,2 m de espesor con facies similares a las del anterior. Este estrato presenta un *hardground* a techo y está datado con ammonites como perteneciente a la Biozona *Plicatilis* del Oxfordiense medio (MELÉNDEZ *et al.*, 1997).

A continuación se observan los niveles de calizas con esponjas de la Fm. Yátova, que tienen oolitos ferruginosos retrabajados en su base y una edad de Oxfordiense medio, Biozona *Transversarium*, subbiozonas *Luciaeformis* y *Schilli* (BELLO, 2005).

## SIERRA DE ALBARRACÍN

En la Sierra de Albarracín los materiales del Jurásico se presentan en extensos afloramientos, reconociéndose todas las unidades de este periodo. En esta área se encuentra definida la localidad tipo de la Capa de Arroyofrío (GÓMEZ y GOY, 1979). Estos afloramientos han sido estudiados por GÓMEZ (1978), FERNÁNDEZ LÓPEZ *et al.* (1978), MELÉNDEZ (1989), CORBALÁN (1986), AURELL (1990) y BELLO (2005).

### Frías de Albarracín

Los afloramientos se encuentran situados en las proximidades de la localidad de Frías de Albarracín, a unos 800 m al sur del pueblo, en el Barranco de las Cañadillas, donde los materiales del Oxfordiense medio presentan una estructura tabular formando un resalte fácilmente reconocible en el paisaje en el punto de coordenadas UTM: X= 618.340 e Y= 4.465.530 (fig. 4).

Bajo este resalte se observa en la base la discontinuidad Bathoniense-Calloviense, que consiste en un *hardground* con una superficie encostrada a techo. Los materiales del Calloviense constan de unos 2 m de calizas nodulosas a lenticulares de color gris dispuestas en niveles decimétricos (de 8 a 60 cm), que presentan facies *mudstone-wackestone* a *wackestone* bioclásticas y peloidales. En cuanto al contenido fósil, se identifican braquiópodos, crinoides, bivalvos, belemnites y ammonites reelaborados y resedimentados. Dentro de estos últimos se observan *Homeoplanulites*, *Choffatia* y otros perisphinctidos, así como *Macrocephalites* característicos de la Biozona *Bullatus* del Calloviense inferior. Los materiales del Calloviense están culminados por un nivel decimétrico de hasta 60 cm de espesor, que presenta abundantes restos de fósiles (belemnites y ammonoideos), coronado por una superficie encostrada, perforada y ferruginizada que da paso a la Capa de Arroyofrío (fig. 5).

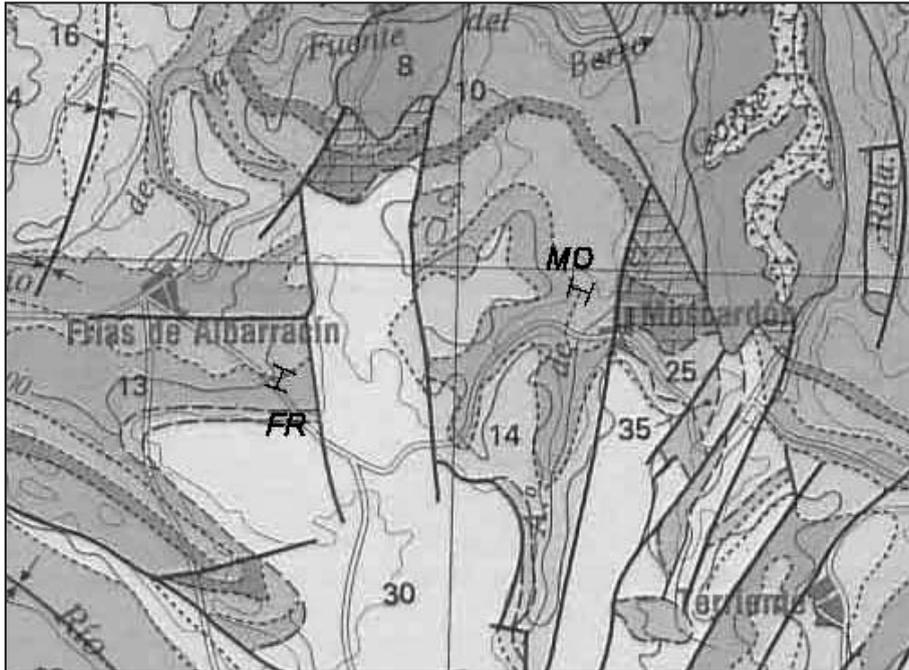


Fig. 4. Localización de los dos afloramientos estudiados en la Sierra de Albarracín, MO: Moscardón. FR: Frías de Albarracín (modificado de la Cartografía Geológica 1:200.000 Hoja 47, Teruel).

Por encima de esta superficie se observa un nivel centimétrico de hasta 5 cm de espesor donde se encuentra un depósito con restos de ooides ferruginosos y fósiles truncados y ferruginizados, entre los que se identifican restos de ammonoideos reelaborados característicos de la Biozona *Gracilis* del Calloviense inferior.

A continuación se sitúa un depósito de algo más de 60 cm de caliza con oolitos ferruginosos. Esta capa está dividida, lateralmente, por varias superficies ferruginosas y onduladas, que delimitan dos o tres niveles con características texturales diferentes. Las capas inferiores contienen oolitos pequeños y homométricos (*wackestone* a *packstone* bioclásticos con ooides ferruginosos y bioclastos) y la capa superior contiene ooides más grandes (diámetro menor de 1 mm) y peor clasificados (*packstone* bioclástico con ooides y bioclastos). Las capas inferiores presentan espesores de 0,15 a 30 cm entre las dos y están separadas de la capa superior por una superficie irregular y perforada que presenta una costra ferruginosa de espesor milimétrico, sobre la que se observan localmente crecimientos estromatolíticos ferruginizados. El nivel superior está coronado por otra superficie ferruginosa.

Los dos episodios inferiores constituyen un nivel de removilización que muestra condensación tafonómica, en el que se han caracterizado ammonoideos reelaborados correspondientes a distintas

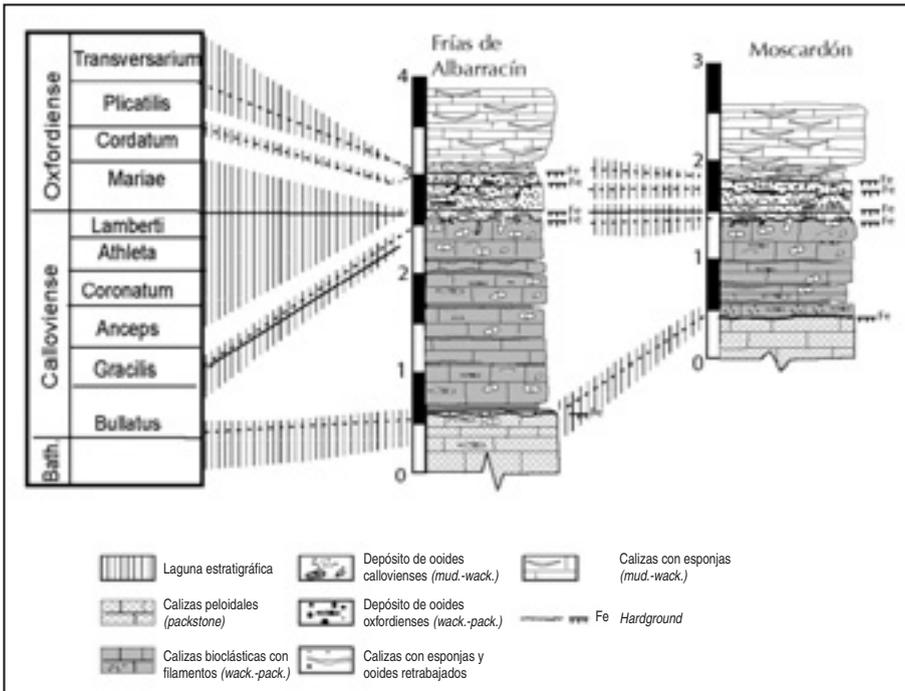


Fig. 5. Correlación estratigráfica de los materiales de la Capa de Arroyofrío de los afloramientos de Moscardón y Frías de Albarracín.

biozonas del Calloviense medio y superior así como al Oxfordiense inferior (Biozona *Cordatum*, subbiozona *Claramontanus*). En el nivel superior aparecen, además de ammonoideos reelaborados del Calloviense y del Oxfordiense inferior, frecuentes restos de ammonoideos resedimentados del Oxfordiense medio (Biozona *Paturattensis*).

Por encima de las calizas de esponjas se observa un nivel decimétrico donde aparecen restos de esponjas y bioclastos en facies *mudstone* a *wackestone* con ooides ferruginosos. En él se han encontrado ammonoideos característicos de la subbiozona *Luciaeformis* de la Biozona *Transversarium* del Oxfordiense medio (BELLO, 2005).

### Moscardón

En las proximidades de Moscardón, los materiales del Jurásico afloran con una estructura tabular, cortada por el barranco que forma el arroyo del Castellar. El afloramiento se sitúa al borde de la carretera que comunica Moscardón con Frías de Albarracín, a unos 600 metros del pueblo, donde el

arroyo corta el camino y en las cercanías de un área recreativa, en el punto de coordenadas UTM: X= 623.890 e Y= 4.465.810 (fig. 4).

En este afloramiento, al igual que en el de Frías, los materiales del Calloviense presentan un espesor reducido (de unos 0,9 m) de calizas algo recristalizadas de tonos ocre a pardos, ordenadas en estratos de nodulosos a tabulares con escasas intercalaciones de margocalizas. Estos estratos se disponen por encima de un tramo masivo a tabular de calizas grises con facies de *wackestone* a *packstone* peloidal y abundantes restos de ammonioideos pertenecientes al Bathoniense medio y superior (K. PAGE, *com pers.*). Este tramo también presenta un nivel de removilización y un *hard-ground* con ammonioideos truncados a techo del tramo masivo bathoniense. Las calizas del Calloviense presentan facies de *wackestone* a *packstone* bioclástico (con abundantes filamentos) a peloidal con bioturbación abundante. Dentro de los mismos se identifican ammonioideos resedimentados y reelaborados de la Biozona *Bullatus* del Calloviense inferior. Esta serie se encuentra culminada por un nivel decimétrico con abundantes fósiles (braquiópodos, bivalvos, crinoides, belemnites y ammonioideos), terminado en un *hardground* ferruginizado y encostrado bien desarrollado, por encima del cual se encuentra la Capa de Arroyofrío.

Esta capa consta de unos 0,40 a 0,55 metros de espesor y de modo similar a lo observado en Moscardón:

1) Tiene un nivel basal de 0,05 a 0,10 cm, donde se observan calizas en facies de *wackestone* bioclástico con ooides pequeños y homométricos algo dispersos, con restos de ammonioideos reelaborados del Calloviense inferior y medio.

2) Por encima, el tramo medio está formado por un depósito de calizas con oolitos homométricos que hacia techo pasan a ser más heterométricos (entre 0,5 y 2 mm) con facies de *wackestone-packstone* bioclástico con abundantes restos de fósiles reelaborados y resedimentados de ammonioideos. Este segundo nivel contiene ammonites reelaborados del Calloviense superior y Oxfordiense inferior (Biozonas *Claromontanus* y *Paturattensis*) y está formado por varias capas separadas por superficies ferruginosas irregulares de escasa continuidad lateral (MELÉNDEZ *et al.*, 1983; MELÉNDEZ, 1989), presentando un espesor de unos 0,20 a 0,25 m.

3) A techo de la capa, y separado del tramo anterior por una superficie irregular ferruginizada y encostrada, se encuentra un nivel decimétrico de 0,1 a 0,15 m de espesor, con facies de *wackestone* bioclástico con ooides algo menos abundantes y relativamente más heterométricos que los del episodio anterior. Sobre la superficie irregular se observa, de manera discontinua, la presencia de costras centimétricas formadas por crecimientos estromatolíticos ferruginizados. Este nivel contiene ammonites reelaborados del Oxfordiense inferior (Biozonas *Claromontanus* y *Paturattensis*) y resedimentados de la base del Oxfordiense medio (Biozona *Plicatilis*, subbiozona *Vertebrata*). Está culminado por una superficie planar a ligeramente irregular, a veces encostrada y ferruginizada.

Sobre la Capa de Arroyofrío se disponen calizas con esponjas del Oxfordiense medio-superior. Estas presentan un nivel basal de espesor decimétrico de calizas con restos de esponjas y escasos ooides ferruginosos donde se recogen ammonioideos resedimentados y reelaborados de la base de la Biozona *Transversarium*, subbiozona *Luciaeformis* y, quizás, *Parandieri* (BELLO, 2005).

## ANÁLISIS DE FACIES

Los depósitos que conforman la Capa de Arroyofrío han sido objeto de estudio por diversos autores (GÓMEZ, 1979; BROCHWICZ-LEWINSKI *et al.*, 1984; AURELL, 1990; AURELL *et al.*, 1994; NORRIS y HALLAM, 1995; RAMAJO *et al.*, 2002 y RAMAJO, 2006). De estos trabajos se deduce que pueden diferenciarse, en función de su edad, dos episodios: el primero, de edad Calloviense inferior y medio (biozonas *Gracilis*, *Anceps* y *Coronatum*), y el segundo episodio, de edad Oxfordiense inferior y base del medio (biozonas *Cordatium*, *Plicatilis* y base de *Transversarium*), siendo este último algo más expansivo que el Calloviense al encontrarse en algunos afloramientos donde el depósito calloviense se encuentra ausente (AURELL, 1990; RAMAJO *et al.*, 2002 y RAMAJO, 2006).

## FACIES CALLOVIENSES

En la mayor parte de los depósitos, las facies de ooides callovienses están formadas por depósitos decimétricos, situados por encima de un *hardground* con ammonites truncados a techo que corona el depósito del Calloviense no oolítico. Este episodio puede presentarse bien en forma de uno o varios niveles de aspecto moduloso que pueden presentar intercalaciones de margas (Sierra de Arcos) o, también, en un único nivel de espesor centimétrico como es el caso de uno de los depósitos estudiados (Albarracín). En general, en el episodio calloviense los ooides son pequeños, relativamente homométricos, con tamaños entre 0,5 a 2 mm y bien clasificados, con una tendencia a aumentar de tamaño hacia la parte superior del tramo. Se han podido reconocer niveles con granoclasificación positiva, donde se acumulan a techo moldes de ammonoideos, reelaborados (AURELL, 1990; AURELL *et al.*, 1994 y 1999; y MELÉNDEZ *et al.*, 1997). De la observación detallada de estos depósitos se infiere que se ordenan en pequeñas secuencias de espesor centimétrico a raramente decimétrico (en general de 1 a 8 cm) granodecrecientes, conformadas por tres términos:

a) Un término inferior, donde se encuentran acumulados fragmentos de fósiles y ooides ferruginosos. Su tamaño y porcentaje disminuyen hacia la parte superior, presentándose a veces alineados en paralelo o ligeramente inclinados, estando removidos y orientados por la acción biológica.

b) En la parte media se observa cómo disminuye el número y tamaño de los ooides, estando bioturbada con abundantes perforaciones subparalelas a la estratificación.

c) El techo suele encontrarse truncado por una superficie erosiva, que precede al depósito de la siguiente secuencia, o bien se encuentra culminado por una superficie de omisión irregular, encostada y ferruginizada.

Estas secuencias pueden, en ocasiones, conformar el depósito completo de un estrato, pero lo normal es que en un estrato encontremos varias de ellas. En general se conserva únicamente el término inferior y muy poco del término medio. Esto se puede observar en el techo de algunos niveles donde aparecen acumulaciones de fósiles truncados o erosionados, que representan los términos inferiores de secuencias separadas por superficies de erosión.

En general los ooides ferruginosos del Calloviense se encuentran dispersos en facies eminentemente bioclásticas, a veces con peloides, con abundantes restos de filamentos de bivalvos, crinoides, ammonoideos, belemnites, braquiópodos, gasterópodos y foraminíferos planctónicos (globuligerinas). Dentro de las mismas se diferencian según RAMAJO (2006) tres subfacies:

1) *Wackestone* de filamentos y peloides con ooides ferruginosos de pequeño tamaño (Calloviense inferior), que son las típicas de los depósitos de ooides de edad Calloviense inferior, descritos en este trabajo en la Sierra de Arcos (Ariño y Barranco de las Estacas).

2) *Wackestone-packstone* a *packstone* de peloides y bioclastos con filamentos y ooides ferruginosos que están coronando el depósito de las facies anteriores, o en el nivel anterior a la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense. Se atribuye a esta facies una edad variable de Calloviense inferior (Biozona *Gracilis*) a Calloviense medio (biozonas *Anceps* y *Coronatum p.p.*). Estos se han observado en todos los perfiles estudiados.

3) *Wackestone* a *packstone* con bioclastos, ooides ferruginosos y fosfáticos. Son facies limitadas únicamente a los depósitos del Calloviense medio (Bz. *Coronatum*) de los afloramientos del río Huerva (Tosos, Aladrén y del Ventolano).

## FACIES OXFORDIENSES

Estas facies se encuentran dentro del tramo superior de la Capa de Arroyofrío, presentando una potencia de 0,05 a 0,5 m. En general este tramo está constituido por sucesivos niveles de espesor centimétrico a decimétrico, separados entre sí por superficies de discontinuidad de orden menor ferruginizadas. En los afloramientos estudiados en el presente trabajo se puede distinguir un *hardground* ferruginizado irregular y encostrado que se atribuye al límite entre los episodios correspondientes a las biozonas *Cordatium* y *Plicatilis*, del Oxfordiense inferior y medio (MELÉNDEZ *et al.*, 1997; AURELL *et al.*, 1999; RAMAJO *et al.*, 2002 y RAMAJO, 2006).

En estas facies los ooides son más heterométricos y presentan un diámetro mayor, observándose una mayor abundancia relativa que en el depósito de edad Calloviense. Así mismo, en las facies oxfordienses es común la presencia de pisoides y agregados o intraclastos de facies oolíticas con envueltas. Se observa también la existencia de ordenaciones granodecrecientes y de depósitos gradados donde pueden encontrarse las secuencias centimétricas ya descritas en las facies callovienses. En general se constata que estas presentan un desarrollo menor dentro del término medio en depósitos atribuidos al Oxfordiense inferior, mientras que los depósitos atribuidos al Oxfordiense medio presentan un mayor desarrollo. Las superficies de omisión y el *hardground* que limitan los dos episodios oxfordienses pueden presentarse tapizados por crecimiento de carácter estromatolítico ferruginizados (RAMAJO, 2006). En cuanto a las características generales de estas facies, los ooides ferruginosos se presentan incluidos dentro de facies bioclásticas, que varían entre *wackestone* a *packstone* con abundante contenido en bioclastos, fragmentos de ammonoideos, belemnites, bivalvos, braquiópodos, globuligerinas, ostrácodos y foraminíferos bentónicos, presentando ocasio-

nalmente restos de esponjas (espículas o tuberoides). Se distinguen hasta cuatro subtipos de facies (RAMAJO *et al.*, 2002, y RAMAJO, 2006):

1) *Wackestone* a *packstone* de bioclastos y peloides con ooides y pisoides ferruginosos. En estas facies los ooides son muy abundantes y heterométricos, con diámetros de 1 a 5 mm de geometrías redondeadas a irregulares. Se observan pisoides con diámetros de entre 5 mm a más de 1 cm. Además de los ooides, presenta también gran cantidad de fósiles, bastantes peloides, granos de cuarzo de tamaño limo y granos de naturaleza fosfática. Esta facies suele encontrarse en los niveles inferiores del tramo superior de la Capa de Arroyofrío durante la Biozona *Cordatum* del Oxfordiense inferior. Únicamente se observa el depósito de facies similares durante la Biozona *Plicatilis* del Oxfordiense medio en la zona de Ariño-Andorra (RAMAJO, 2006).

2) *Wackestone* con abundantes bioclastos y ooides ferruginosos. Los ooides ferruginosos son abundantes, heterométricos y preferentemente redondeados, con un tamaño medio menor que los de las facies anteriores, apareciendo también pisoides. Estas facies sólo están presentes en algunos afloramientos del Oxfordiense inferior (Biozona *Cordatum*) y son más abundantes durante el episodio del Oxfordiense medio (Biozona *Plicatilis*), apareciendo progradando sobre los depósitos de las facies anteriores en diversas áreas (Sierra de Arcos y Albarracín).

3) *Mudstone* a *wackestone* con bioclastos, glauconita y ooides ferruginosos de pequeño tamaño. Estas facies se desarrollan preferentemente en la zona de Aguilón-Belchite, fuera de las áreas estudiadas en este trabajo. Se trata de una facies con ooides de pequeño tamaño, generalmente rotos y fragmentados y relativamente homométricos. Se observa que los ooides son menos abundantes que en las facies anteriores, estando bastante concentrados en la parte basal de los depósitos. A diferencia de las facies anteriores se advierte, de manera similar a lo que ocurre con los depósitos de la facies sin ooides ferruginosos (RAMAJO *et al.*, 2006) del área de Ricla-Moncayo, la presencia de gran cantidad de granos de glauconita y/o berthierina. Su edad varía desde el Oxfordiense inferior al medio, biozonas *Cordatum* a *Plicatilis* (MELÉNDEZ *et al.*, 2005).

4) *Wackestone* bioclástico con restos de esponjas y ooides ferruginosos y fosfáticos. Estas facies están compuestas por ooides ferruginosos relativamente heterométricos (de 2 a menos de 5 mm), así como esporádicamente pisoides con núcleos intraclásticos. Además de los ooides, el principal rasgo característico de estas facies es la presencia de restos de esponjas, fundamentalmente de espículas, tuberoides y fragmentos rotos y colonizados por organismos incrustantes, además de restos de bioclastos y ocasionales restos de oncoides, peloides y bioclastos con envueltas micríticas. Estas facies aparecen en diversos afloramientos culminando el depósito de la capa de oolitos ferruginosos, donde se recogen a techo de la misma ammonoideos reelaborados atribuidos a la base de la Biozona *Transversarium*, subbiozonas *Parandieri* a *Luciaeformis* (BELLO, 2005).

## LOS OOIDES FERRUGINOSOS

Los ooides ferruginosos son partículas de morfología subredondeada a redondeada, a veces de formas alargadas, arriñonadas a fusiformes y, ocasionalmente, con geometrías deformadas e irregu-

lares (*spatholitos*). En general son de tamaño pequeño (raramente superan los 2 mm) y mayoritariamente homométricos, sin embargo existen niveles dentro de la Capa de Arroyofrío donde pueden encontrarse dispersos ooides de mayor tamaño.

Los ooides del depósito oxfordiense presentan un tamaño mayor que los ooides del depósito calloviense, observándose pisoides de tamaños superiores a 0,5 mm y siendo normales los tamaños comprendidos entre 1 y 2 mm. Su morfología es algo distinta, predominando en este tramo los ooides con formas redondeadas a subredondeadas, siendo escasos los ooides con geometrías fusiiformes, y raros los ooides deformados o aplastados (*spatholitos*).

El núcleo de los ooides es difícil de observar debido a su pequeño tamaño. Generalmente se trata de un fragmento de ooide, ooides de pequeño tamaño, partículas de goethita amorfa o con un bandeo grosero de límites difusos que contrasta con la fina laminación del resto del ooide. Se pueden observar también núcleos de cuarzo y bioclastos (placas de crinoides, globuligerinas, fragmentos de algas solenoporáceas) e intraclastos carbonatados.

Las láminas que envuelven el núcleo son en ambos episodios de tamaño pequeño, de 5 a 30  $\mu\text{m}$ , con morfologías planares a onduladas e irregulares, y normalmente no envuelven por completo el ooide. Están dispuestas tangencialmente al núcleo, tal y como suele suceder en este tipo de ooides (BATTACHARYYA y KAKIMOTO, 1982). Excepcionalmente es posible distinguir granos de cuarzo o posibles bioclastos (*Nubeculleridos*) envueltos entre las láminas. Las observaciones de SEM muestran que están formadas por láminas constituidas por granos de minerales oxihidróxidos de Fe (goethita), con diversos tipos de estructuras similares a los descritos por COLLIN (2000): nanoestructuras denominadas "nanogranuda", "nanohojosa" y "coalescente" (*nanogreunes*, *nanofeuillettée*, coalescente). La primera está compuesta por cristales subsféricos, de tamaño inferior a 2 ó 3  $\mu\text{m}$ , dispuestas de una manera aleatoria en el interior de las láminas. La segunda está compuesta por un apilamiento de cristales en forma de láminas hojosas de más de 1  $\mu\text{m}$  de espesor y con disposición tangencial, estando siempre en el borde de las láminas. Por último, en la estructura coalescente son difíciles de distinguir los límites entre los cristales así como la morfología inicial, observándose restos de la estructura nanogruosa.

Las observaciones efectuadas con SEM han permitido contrastar la existencia de los tres tipos de nanoestructuras dentro de los ooides de la Capa de Arroyofrío. La nanoestructura hojosa resulta ser la de mejor contemplación, al situarse en la parte externa de las láminas, observándose la existencia de cristales de goethita con estructura nanogruosa en el interior de las láminas. Es también muy abundante la nanoestructura coalescente, en la que se ven con dificultad los límites entre las diferentes morfologías de los cristales, produciéndose generalmente en las láminas de cortezas de los ooides irregulares (*spatholitos*) o que han sufrido transformaciones diagenéticas.

En cuanto a su composición mineralógica, tanto los ooides oxfordienses como los callovienses de las Ramas Aragonesa y Castellana de la Cordillera Ibérica están compuestos mayoritariamente por goethita ( $\alpha\text{-FeO}\cdot\text{OH}$ ) y en menor medida hematites ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) (fig. 6), con minerales de la arcilla de tipo illita y caolinita (fig. 7), y raros ooides de composición fosfática (francolita) (GÓMEZ, 1979;

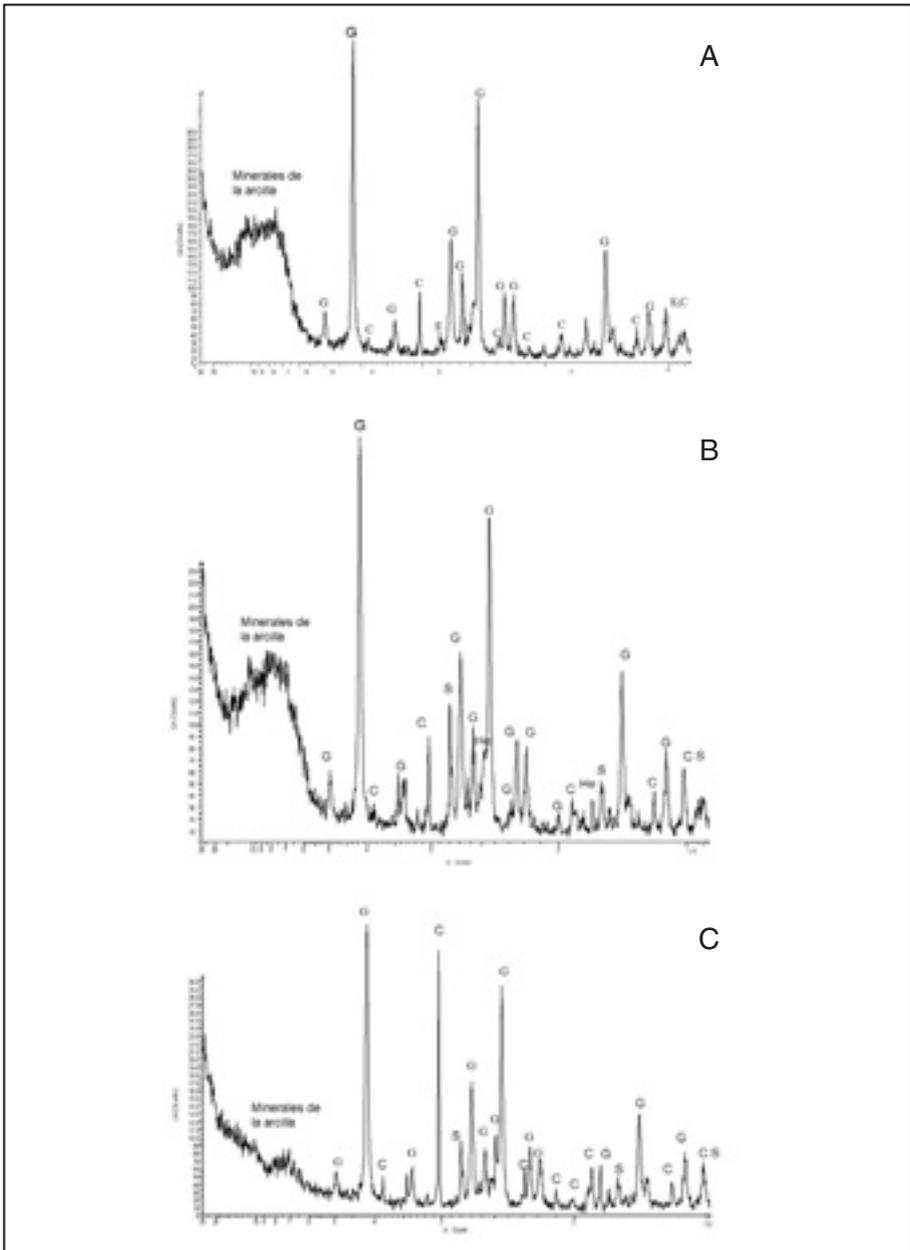


Fig. 6. Análisis de rayos X de 3 muestras de ooides ferruginosos. A: Calloviense, B: Oxfordiense inferior, C: Oxfordiense medio.

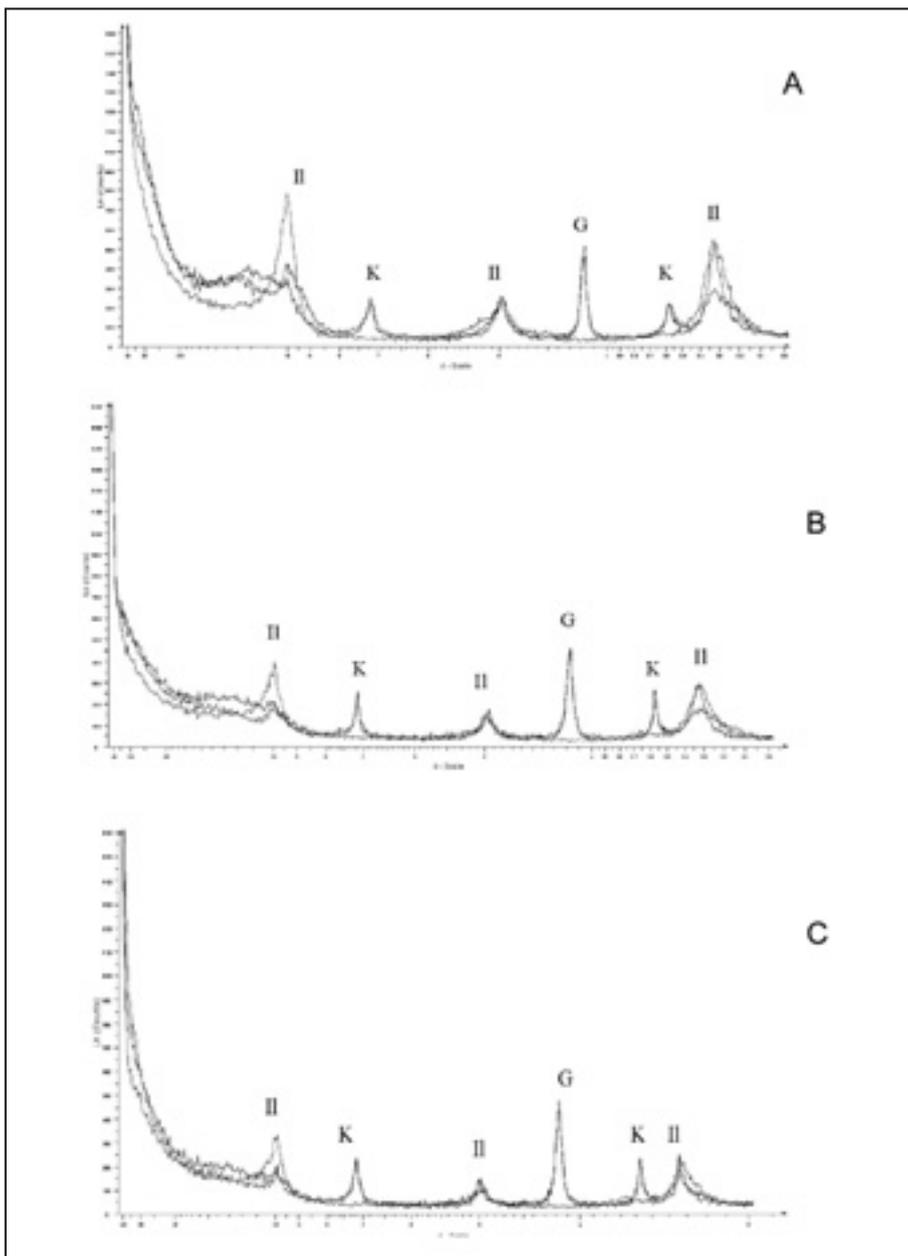


Fig. 7. Análisis de rayos X de los minerales de las arcillas de 3 muestras de oides ferruginosos. A: Calloviense, B: Oxfordiense inferior, C: Oxfordiense medio.

AURELL, 1990; RAMAJO *et al.*, 2002 y RAMAJO, 2006). Sin embargo, no es nada raro encontrar ooides con una lámina final de cemento siderítico. También es muy común que los ooides estén afectados por procesos diagenéticos, observándose sustituciones parciales por carbonatos (siderita o dolomía férrica), que pueden afectar en mayor medida a los ooides callovienses. Estos últimos pueden presentar también una mayor cantidad de hematites (CEPRIÁ *et al.*, 2004; RAMAJO, 2006). Además de esto, se observa la mayor presencia de minerales de la arcilla, illita y caolinita (fig. 7), formando parte de la capa externa de los ooides depositados en el episodio del Calloviense y del Oxfordiense inferior.

## GEOQUÍMICA DE LOS OOIDES FERRUGINOSOS

Se ha analizado el contenido en elementos traza de 15 ooides correspondientes a los cuatro afloramientos contemplados, con especial interés en sus REE. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 1.

### OOIDES DEL CALLOVIENSE DE LA SIERRA DE ARCOS

De este grupo se ha analizado la composición en roca total de tres ooides. Su composición en REE es muy parecida (fig. 8), pero no así otros elementos trazas de interés. Las tres muestras presentan contenidos en los metales de transición y los HFSE (*High Field Strength Elements*: elementos de alto campo) muy elevados, aunque una muestra alcanza contenidos entre 1,5 y 2 veces la concentración de los mismos elementos en las otras dos muestras; de hecho, esta muestra es la que presenta los valores más altos para estos elementos de todas las analizadas.

En general, los contenidos en los metales de transición de estos ooides son los más altos de los analizados y son similares a los de las envueltas de los ooides oxfordienses, pero mucho mayores que los de sus núcleos. Por el contrario, el contenido en los elementos alcalino-térreos sí que es mucho mayor que en el resto de los ooides analizados, tanto envueltas como núcleos.

Las pautas de REE normalizadas a condrito (MCDONOUGH y SUN, 1995) presentan una pendiente moderada ( $\text{La/Yb}_{(N)} = 7,9-9,3$ ) y anomalías negativas en Ce y Eu (fig. 8). Los LREE *Light Rare Earth Elements* (tierras raras ligeras) presentan una pendiente baja y similar entre sí ( $\text{La/Sm}_{(N)} = 3,0-3,1$ ), mientras que las diferencias son mayores para los HREE *Heavy Rare Earth Elements* (tierras raras pesadas) ( $\text{Nd/Yb}_{(N)} = 3,7-4,6$ ); estas diferencias se corresponden con las observadas para los elementos de transición y los HFSE, siendo la muestra más enriquecida la que menor pendiente presenta en todos los casos.

### OOIDES DEL OXFORDIENSE INFERIOR DE LA SIERRA DE ARCOS

En este grupo se han analizado cuatro ooides pero, dado su tamaño adecuado, se han realizado dos análisis por oide, uno de la parte externa de la envuelta y otro del núcleo. Una de las envueltas es notablemente rica en los metales de transición (por ejemplo, V= 3818 ppm, Cr= 2218 ppm), alcanzando concentraciones próximas al doble de las propias del resto de análisis de este sector. En

TABLA 1  
Composiciones de elementos traza obtenidos mediante LA-ICP-MS  
en los ooides estudiados (en ppm)

SIERRA DE ARCOS											
Calloviense			Oxfordiense medio								
1	2	3	4		5		6		7		
total	total	total	borde	centro	borde	centro	borde	centro	borde	centro	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
27.55	67.72	21.35	9.28	19.70	19.81	15.86	8.37	20.17	10.54	4.02	
6.01	9.24	6.10	13.99	22.91	27.68	19.87	8.79	6.26	12.62	4.31	
14.65	25.21	17.02	17.29	24.08	35.57	21.95	12.30	28.67	18.56	7.62	
3160.20	5869.93	3762.83	1833.69	2410.03	3818.13	2326.47	1416.75	961.27	1923.46	771.03	
3220.55	5293.45	3044.17	1040.84	751.98	2281.25	924.62	812.05	591.20	1171.18	674.53	
116.57	175.36	105.75	56.81	94.55	114.48	66.09	28.95	19.97	42.93	14.05	
730.20	1162.57	716.61	291.77	407.99	611.79	343.06	163.09	110.47	210.02	76.63	
47.76	118.39	42.35	4.99	5.89	7.22	5.02	5.36	6.24	5.04	3.03	
401.95	712.87	472.37	901.39	903.75	1334.68	793.62	406.80	243.28	439.81	225.76	
28.59	55.95	24.78	9.83	15.10	18.69	13.40	9.66	9.92	10.98	4.98	
43.09	107.95	35.08	12.16	29.83	25.49	22.04	10.72	13.76	11.77	4.59	
185.86	667.46	176.10	156.02	136.04	146.96	150.40	132.81	156.59	136.77	135.03	
202.55	197.66	171.32	226.06	167.09	219.93	189.54	157.18	159.96	173.54	159.06	
149.31	238.03	155.56	197.67	270.77	469.76	272.88	141.18	92.68	215.87	74.62	
127.90	213.32	122.29	57.12	59.44	126.57	66.62	47.82	30.72	54.06	21.57	
3.19	8.67	3.57	1.28	3.64	2.68	2.43	1.00	1.72	1.28	0.47	
152.48	317.94	123.41	11.99	26.40	22.69	20.64	21.78	34.02	14.74	7.96	
123.42	124.15	107.98	142.97	94.86	132.25	116.97	99.40	107.17	109.88	108.88	
75.02	82.59	72.21	93.21	69.33	92.04	74.36	60.28	64.87	62.01	56.82	
26.58	25.73	23.17	20.76	14.61	19.85	15.57	13.29	14.41	14.09	13.83	
120.96	116.35	103.13	94.64	65.64	92.06	71.59	61.78	67.22	68.61	68.02	
26.32	25.58	23.18	19.37	13.99	19.73	15.46	12.85	14.75	14.84	14.40	
6.94	6.74	6.19	5.10	3.67	5.13	4.15	3.55	3.89	4.07	3.89	
29.74	27.65	25.31	24.48	18.07	24.56	20.14	17.18	19.22	20.58	19.44	
4.17	3.96	3.62	3.46	2.67	3.51	2.91	2.35	2.45	2.56	2.29	
25.92	25.33	22.07	21.81	17.48	22.86	19.12	15.78	16.94	17.99	16.30	
5.15	4.81	4.23	4.33	3.55	4.58	3.76	3.07	3.14	3.53	3.15	
13.43	13.77	11.48	11.68	10.22	13.28	10.98	8.98	9.91	10.56	9.16	
1.72	1.71	1.30	1.33	1.22	1.58	1.26	0.98	1.10	1.16	0.94	
9.67	11.31	8.32	8.57	8.36	10.97	8.65	6.46	6.88	7.98	5.93	
1.26	1.56	1.07	1.13	1.13	1.45	1.10	0.77	0.81	0.94	0.68	
2.56	7.01	4.60	4.86	6.60	11.98	7.54	3.98	2.91	5.80	2.03	
3.47	6.48	3.92	1.19	1.02	3.09	1.38	1.09	0.70	2.01	0.71	
53.81	91.77	62.02	91.76	148.90	179.68	129.48	73.28	52.86	91.50	32.18	
20.36	36.88	19.93	22.14	19.89	27.83	21.66	14.59	12.97	19.00	11.02	
29.90	42.43	26.14	6.37	7.03	10.04	6.41	3.54	2.43	5.91	2.97	

ALBARRACÍN					
Oxfordiense inferior					
8		9	10	11	
borde	centro	total	total	borde	centro
12	13	14	15	16	17
6.48	17.13	4.16	5.68	7.42	9.03
11.19	25.80	6.87	8.20	12.04	15.89
16.19	35.66	11.72	12.57	17.85	20.77
1262.73	3660.51	704.59	743.15	1148.79	1655.43
1036.25	3375.38	838.39	772.95	1663.66	1432.77
25.34	28.56	10.26	19.69	24.46	22.18
174.80	372.77	98.77	120.62	190.11	212.73
6.37	9.97	2.51	3.19	4.43	4.49
528.26	713.96	236.76	244.63	356.98	288.31
8.67	19.95	5.26	6.10	9.06	9.97
8.25	13.06	3.94	7.02	7.90	7.25
118.95	99.00	121.18	124.18	133.56	124.71
276.53	170.41	274.52	287.86	244.34	234.08
114.28	218.40	60.67	70.73	107.28	118.87
24.14	96.72	17.29	16.74	28.58	33.13
0.97	1.84	0.51	0.95	1.12	1.18
16.88	19.71	11.21	16.46	16.60	15.62
171.25	92.43	178.75	192.06	163.73	149.45
96.98	48.24	88.13	88.86	76.19	60.33
25.93	14.31	24.08	25.64	22.96	19.21
136.52	78.00	132.08	146.33	135.58	117.56
34.93	21.01	34.27	37.39	36.38	31.50
10.21	6.27	10.17	11.25	10.82	9.73
47.77	29.36	48.63	53.43	52.01	47.42
5.01	3.10	4.73	4.95	4.63	4.16
36.40	23.92	36.24	38.65	36.28	33.77
6.66	4.47	6.73	7.06	6.62	6.30
20.09	14.29	20.66	22.04	21.19	20.44
2.14	1.60	2.13	2.28	2.21	2.14
15.29	12.41	15.27	16.75	16.77	16.51
1.62	1.34	1.52	1.64	1.68	1.58
3.59	7.05	2.03	2.33	3.58	3.93
0.97	3.65	0.82	0.78	1.45	1.33
66.76	126.04	37.12	49.58	61.82	74.04
10.27	8.71	7.35	8.32	9.51	5.78
5.70	7.07	3.78	4.07	5.51	5.33

ALBARRACÍN									
Oxfordiense medio									
12		13		14			15		
borde	centro	borde	centro	borde	medio	centro	borde	medio	centro
18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
26,31	9,69	16,86	9,14	18,01	7,38	6,75	5,03	5,42	4,11
21,43	7,14	15,26	8,57	17,27	6,49	4,19	6,67	6,04	3,93
37,62	16,90	17,88	10,31	20,34	11,04	7,59	14,63	12,36	6,60
3594,80	1242,44	1865,60	1046,39	2110,78	777,89	529,79	1070,32	914,75	401,25
5166,54	1465,91	1176,73	582,44	3209,77	798,04	745,99	2090,19	1597,49	740,54
110,33	36,57	45,10	26,61	58,66	19,71	10,80	29,88	20,92	7,82
1066,10	395,02	347,43	190,30	441,50	163,97	97,19	321,83	253,35	80,65
24,49	8,20	17,69	9,32	19,52	9,32	7,01	11,18	6,98	4,39
639,32	229,68	332,20	192,48	287,17	92,27	58,42	73,85	63,11	26,41
24,08	9,12	14,92	7,66	14,34	6,48	4,51	5,74	5,97	3,61
33,07	11,01	16,31	9,41	13,59	5,90	5,57	3,12	3,70	2,85
133,83	177,12	116,66	147,39	157,85	139,59	131,93	156,22	150,62	151,51
281,10	286,84	249,54	205,84	288,25	316,81	258,63	379,95	334,87	239,79
398,79	118,55	168,80	79,28	192,42	61,00	37,24	74,35	62,43	25,94
132,75	34,13	53,09	22,99	67,60	17,50	10,92	25,10	21,15	9,66
5,83	1,77	2,93	1,46	2,61	1,10	0,98	0,56	0,75	0,61
64,10	36,19	39,83	27,57	35,38	21,13	16,21	15,70	19,48	18,36
207,26	226,43	166,08	148,18	208,88	229,93	189,23	275,84	247,47	175,49
88,98	87,45	55,90	43,05	49,48	41,31	27,72	38,92	26,54	13,65
27,84	28,99	20,73	17,15	26,68	22,22	17,90	27,85	22,18	15,08
176,97	186,07	142,82	116,81	201,88	175,62	145,37	240,57	195,55	132,75
45,23	47,21	37,18	29,96	57,77	46,55	38,96	67,51	53,19	36,03
13,06	13,69	10,96	9,09	17,02	14,87	12,61	20,37	16,67	11,20
63,44	65,77	53,47	45,62	85,05	77,36	65,89	107,06	88,23	62,67
5,22	5,06	4,22	3,39	5,77	5,17	4,18	6,88	5,52	3,85
42,25	42,56	35,98	29,35	51,02	49,10	39,51	65,21	52,55	37,71
7,55	7,63	6,69	5,48	9,24	9,35	7,61	12,14	10,00	7,33
25,24	24,17	22,07	17,67	29,86	31,33	25,41	40,04	35,03	24,42
2,65	2,49	2,20	1,74	3,08	3,24	2,52	4,05	3,52	2,45
20,44	18,38	16,99	12,61	22,21	24,82	18,70	30,30	27,31	18,93
2,02	1,72	1,60	1,11	1,95	2,16	1,60	2,61	2,31	1,59
14,18	4,02	5,84	2,89	7,90	2,41	1,43	2,91	2,33	1,09
3,91	1,20	1,66	0,71	2,53	0,61	0,46	1,12	0,80	0,41
133,07	45,14	105,67	48,92	103,98	43,79	22,16	29,31	30,01	17,07
25,39	11,80	12,02	8,38	17,46	7,08	5,25	9,18	4,50	2,51
9,83	5,21	6,13	3,72	6,06	4,88	3,76	5,77	5,47	4,62

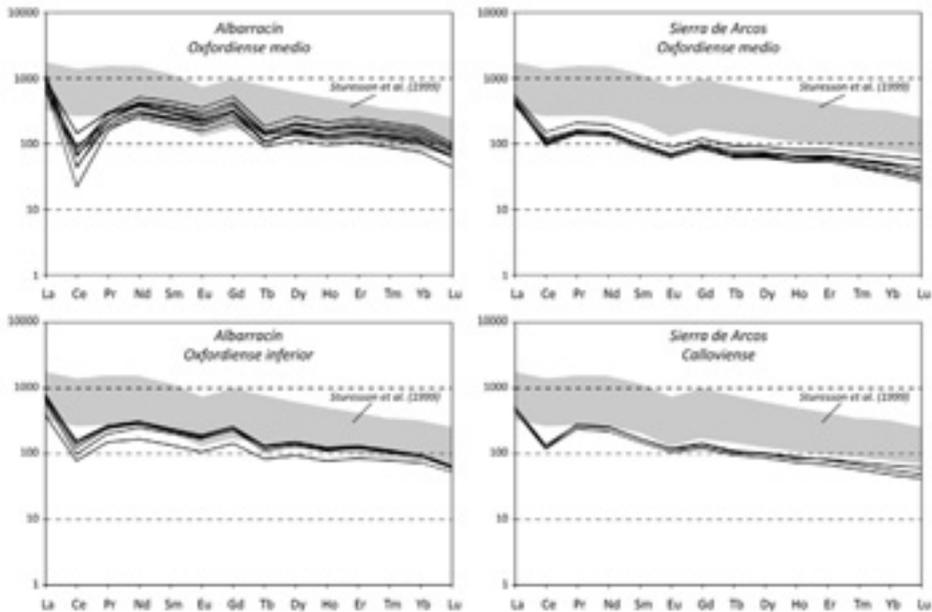


Fig. 8. Pautas de REE normalizadas a manto primitivo (McDONOUGH y SUN, 1995) de los ooides estudiados. El sombreado gris corresponde a las composiciones estudiadas por STURESSON *et al.* (1999).

tres de los ooides, el contenido en elementos de transición y HFSE de las envueltas es superior al de los núcleos, mientras que en el cuarto sucede lo contrario.

Las pendientes que presentan las REE normalizadas a condrito (fig. 8) son más altas que en el caso de los ooides callovienses, con un rango de  $La/Yb_{(N)} = 11,9-18,3$ . También en este grupo se observan las anomalías negativas en Ce y Eu.

Si se comparan las envueltas con los núcleos, la pendiente de las REE presenta un comportamiento opuesto al de los elementos de transición y HFSE, siendo mayores las pendientes  $La/Yb_{(N)}$  en aquellas envueltas menos enriquecidas en los otros elementos señalados. En este grupo de ooides también se observan mayores diferencias en las HREE frente a las LREE, que tienden a tener pendientes más similares tanto si se comparan ooides como si se compara envuelta *versus* núcleo. El comportamiento descrito para las REE en conjunto se extrapola a las HREE.

### OIDES DEL OXFORDIENSE INFERIOR DE ALBARRACÍN

En este sector se han caracterizado cuatro ooides, de los más pequeños se ha obtenido su composición total y de los otros dos se ha analizado la parte externa de su envuelta y su núcleo.

Los dos ooides analizados en conjunto, de pequeño tamaño, tienen un contenido en elementos de transición y HFSE similar, ambos se encuentran entre los menos enriquecidos del total analizado, apenas superando valores de V y Cr de 700 ppm (frente a los valores de varios miles de ppm del resto). Los ooides de mayor tamaño tienen contenidos más próximos a los del resto, sobre todo uno de ellos cuyo núcleo alcanza los valores característicos de los callovienses (V y Cr > 3000 ppm). También se observa un enriquecimiento mayor en las envueltas frente a los núcleos, salvo para algún elemento aislado. Estos casos aislados (por ejemplo V y Cr) pueden reflejar la presencia puntual de alguna partícula mineral especialmente rica en esos elementos móviles.

Las pautas normalizadas de REE (fig. 8) de este grupo son moderadas y más similares a las de los ooides callovienses ( $La/Yb_{(N)} = 7,0-8,4$ ), siendo prácticamente iguales en las envueltas analizadas y en los ooides de menor tamaño. Por el contrario, los núcleos de los ooides grandes tienen pendientes mucho menores ( $La/Yb_{(N)} = 5,3$  y  $6,5$ ). Estas diferencias también se observan en la HREE ( $Nd/Yb_{(N)} = 2,3-2,6$  en los núcleos frente a  $2,9-3,3$  en el resto), mientras que las LREE, al igual que en los grupos anteriores, son bastante similares entre sí ( $La/Sm_{(N)} = 2,8-3,4$ ). Finalmente, cabe señalar la presencia, al igual que en los otros grupos, de anomalías relativas negativas en Ce y Eu.

## OOIDES DEL OXFORDIENSE MEDIO DE ALBARRACÍN

En este caso los análisis se han realizado sobre cuatro ooides, en dos de ellos se ha analizado su envuelta y su núcleo y en los otros dos, de gran tamaño, su envuelta externa, la parte media y el núcleo. En todos los ejemplos estudiados de este grupo el contenido en elementos de transición y HFSE crece desde el núcleo hacia el exterior, lo cual, unido al resto de los ooides de los otros grupos, sugiere una pauta común para estos elementos.

El comportamiento observado en otros grupos con las REE también se observa en este caso (fig. 8) con pendientes de las REE moderadas ( $La/Yb_{(N)} = 6,5$  y  $8,8$ ), similares en el caso de las LREE ( $La/Sm_{(N)} = 2,6-3,2$ ) pero no tanto en las HREE, con mayores valores en los núcleos frente a las envueltas. En este caso también están presentes las anomalías negativas en Eu y Ce, con la diferencia de que en este grupo el empobrecimiento relativo en Ce es mucho más acusado, alcanzando diferencias respecto a los enriquecimientos en otras LREE de hasta un orden de magnitud inferior.

## EL MODELO DE SEDIMENTACIÓN DE LOS OOLITOS FERRUGINOSOS

El depósito de los ooides tiene lugar en una rampa carbonatada muy homogénea, con escasa pendiente e irregularidades, en unas condiciones batimétricas de un máximo de algunas decenas de metros de profundidad, dentro de ambientes submareales someros situados por encima del nivel de base de tormentas y muy próximos o por debajo del nivel de base del oleaje de buen tiempo.

El modelo de sedimentación propuesto es una evolución del presentado en RAMAJO *et al.* (2002) y RAMAJO (2006), basado tanto en las observaciones y estudios realizados en nuestro trabajo como en los precedentes de AURELL (1990) y AURELL *et al.* (1994) (fig. 9). En el modelo se considera que

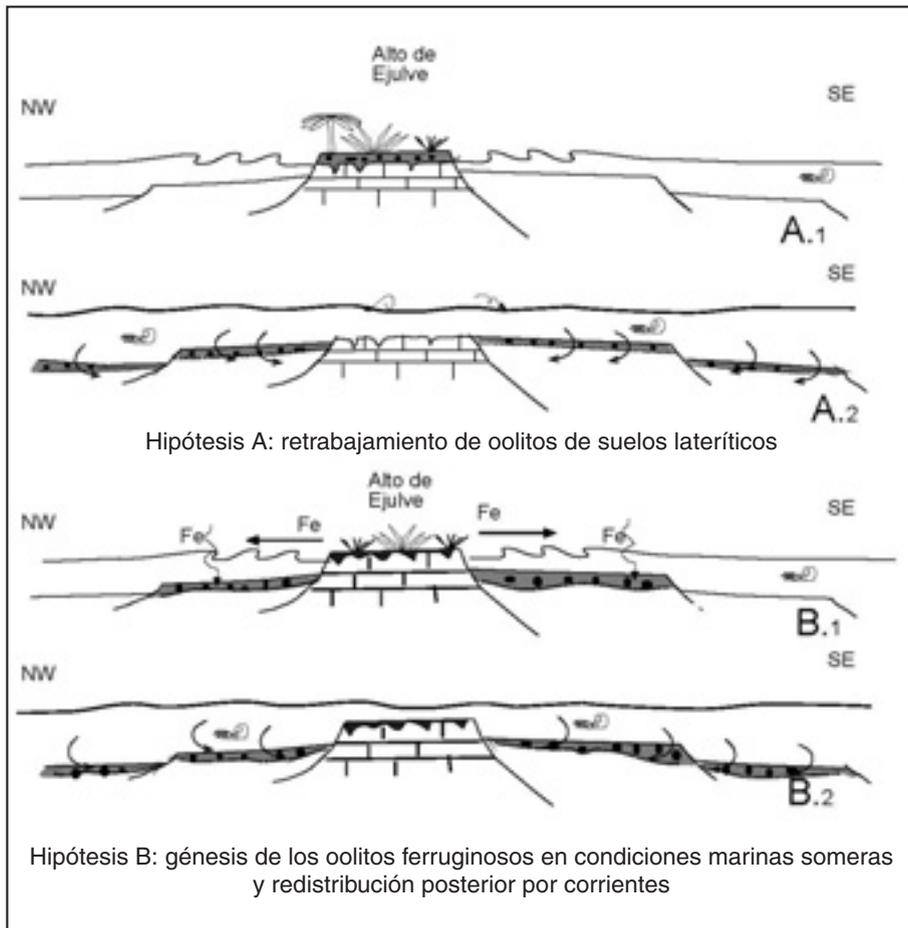


Fig. 9. Hipótesis propuestas para explicar la génesis de los oolitos ferruginos de la Capa de Arroyofrío. (A) Aurell (1990). (B) Ramajo (2006).

tanto los oolitos oxfordienses como los callovienses presentan un origen fundamentalmente marino, procedente de la precipitación y acreción de los minerales de Fe (oxihidróxidos y óxidos de Fe) en condiciones marinas relativamente someras y agitadas. El Fe y otros componentes (Al, Si) podrían proceder tanto de la erosión y retrabajamiento de suelos lateríticos como de la alteración de materiales volcánicos, sin que hasta el momento se hayan encontrado argumentos para descartar cualquiera de las dos fuentes. El Fe podría transportarse de forma coloidal o en geles, habiéndose observado también la existencia de núcleos de ooides compuestos por partículas de goethita amorfa o con bandeados difusos. Estos componentes se fijarían sobre las partículas que actúan como núcleos mediante

un proceso de tipo adsorción y acreción. Este proceso permite explicar tanto la disposición tangencial de las láminas goethíticas, como las nanoestructuras observadas en el interior de las mismas, granuda en las láminas y hojosa en la parte más externa. La coexistencia de ooides ferruginosos y láminas de microstromatolitos ferruginosos y/o fosfáticos permite sospechar que la acción biológica, probablemente bacteriana, juega algún papel en la fijación de los minerales que conforman los ooides. Todo ello tendría lugar en un medio agitado en condiciones oxidantes, con una batimetría escasa, cerca del área fuente, probablemente en Alto de Ejulve-Maestrazgo (fig. 10).

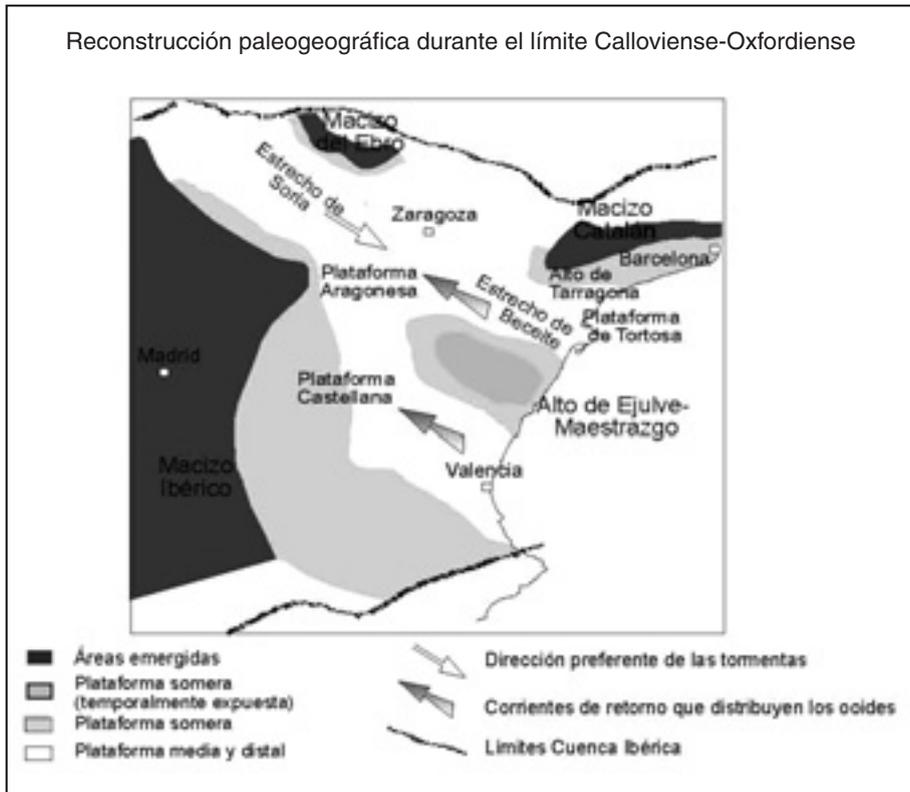


Fig. 10. Marco paleogeográfico durante el límite Calloviense-Oxfordiense en el que se produce el depósito de los ooides ferruginosos.

El origen marino de la mayor parte de los ooides observados está avalado por diversos hechos: existencia de núcleos intraclásticos y bioclásticos, presencia de material sedimentario marino y de bioclastos entre las láminas de los oolitos, existencia de filamentos de origen bacteriano, pisoides con recubrimientos de tipo estromatolítico y otros. Sin embargo, otros rasgos como la abundancia

de núcleos de goethita amorfa y granos de cuarzo, así como la presencia de ooides que en su capa más externa muestran apilamientos de caolinita, indican posibles aportes de materiales externos (de origen continental o volcánico).

Estos ooides ferruginosos serían arrastrados por corrientes de alta energía (tormentas), que en esta área y durante el Jurásico Medio a Superior tienen una dirección preferente de SE a NW (BÁDENAS, 1999), siendo redistribuidos en las áreas adosadas al alto paleogeográfico. En estos puntos se depositarían en forma similar a las tempestitas (fig. 11), bajo estas condiciones submareales someras, en un medio de plataforma media a distal respecto a las áreas del Macizo Ibérico y el Estrecho de Soria, que se encontrarían emergidas o próximas a la emersión. En las áreas más distales se depositarían los ooides ferruginosos formando las secuencias gradadas de espesor centimétrico similares a tempestitas. Este transporte de los ooides hacia zonas más alejadas explicaría la existencia de niveles de ooides con morfologías lenticulares, observados en los afloramientos de Moneva y Peñisquera, así como la mayor selección y clasificación y el tamaño menor que presentan los ooides en los perfiles más alejados del área fuente (BULARD, 1972; AURELL, 1990; y MELÉNDEZ *et al.*, 1997). Por el contrario, en las zonas más próximas a la posible área fuente se observa una mayor granulometría, existencia de pisoides e intraclastos, textura y otros rasgos que indican la menor aloctonía de estos ooides y por tanto una mayor proximidad al área fuente. Por lo tanto, en las zonas proximales en el sector de Andorra, Ariño, Barranco de las Estacas y Calanda se podría incluso hablar de una autoctonía relativa de parte de los ooides, por lo menos en lo que al episodio del Oxfordiense inferior se refiere.

En el episodio oolítico oxfordiense, se observa cómo las facies iniciales presentan un mayor empaquetamiento, un mayor tamaño de los ooides y granos de cuarzo. Todos estos indicios apuntan a un depósito en condiciones de mayor energía, más cerca del área de generación de los ooides, así como unas condiciones de menor batimetría, lo que da lugar a sedimentos de una mayor granulometría, observándose con mayor frecuencia el retrabajamiento y erosión de los sedimentos previos, tal y como se pone de manifiesto por la existencia de los pisoides ferruginosos. A diferencia de lo sucedido durante el Calloviense, en que la sedimentación tiene lugar en condiciones de tipo regresivo, la sedimentación del episodio oolítico oxfordiense parece tener lugar durante un contexto transgresivo, en el cual cada uno de los dos episodios son sucesivamente más expansivos. De este modo se constata la existencia de depósitos oolíticos de edad Oxfordiense en áreas donde no hay registro del episodio oolítico calloviense, siendo de carácter más expansivo el depósito de los ooides del Oxfordiense medio de la Biozona *Plicatilis* (AURELL, 1990; RAMAJO *et al.*, 1999 y AURELL *et al.*, 2002).

## EL ORIGEN DE LOS OOIDES: COMPOSICIÓN GEOQUÍMICA Y DE LOS ELEMENTOS TRAZA

De la descriptiva de la composición geoquímica en roca total de los cuatro grupos de ooides se puede establecer una serie de pautas comunes que son: a) enriquecimientos destacados en los elementos de transición, casi siempre mayores en las envueltas respecto a sus núcleos; b) valores notables en algunos HFSE (Y, Ba, Nb, Zr, etc.) que se comportan de manera análoga a como lo hacen los de transición, siendo mayores casi siempre en las envueltas; c) anomalías negativas relativas en Ce y Eu normalizados a condrito, si se comparan con el resto de REE; d) pendientes de REE

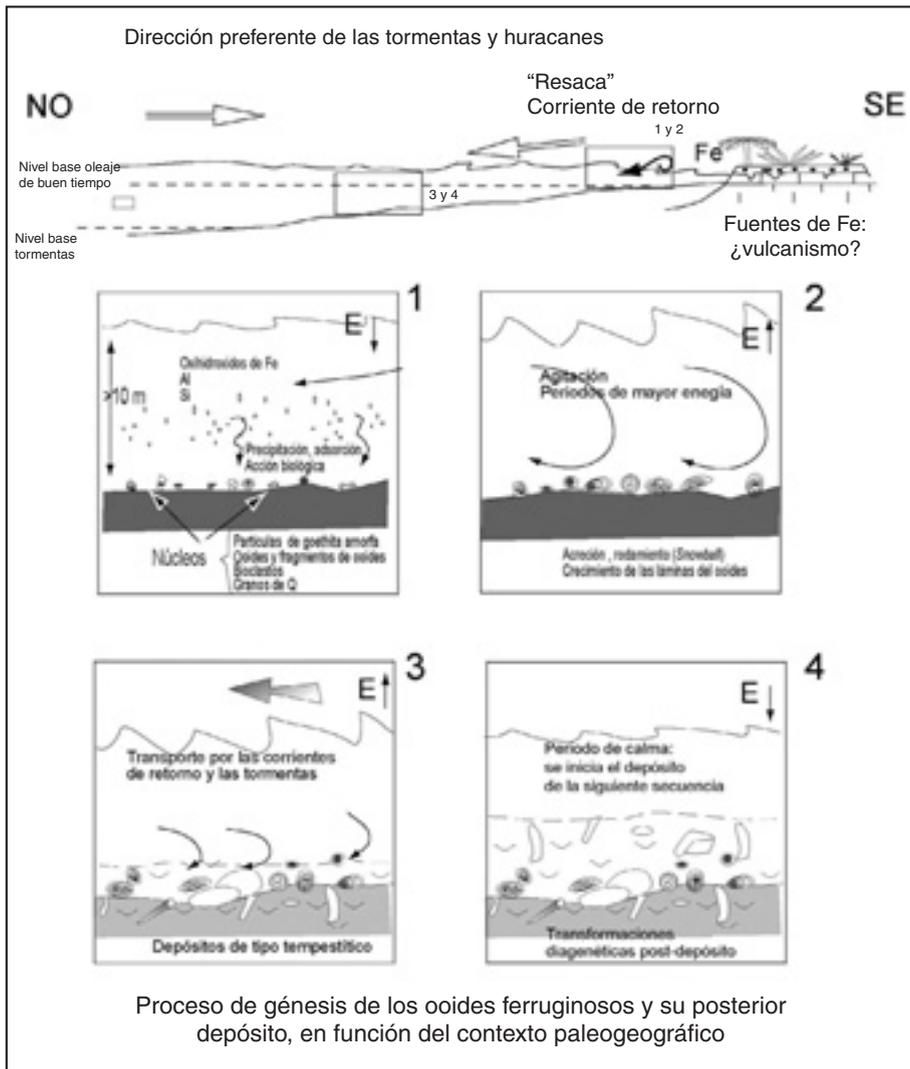


Fig. 11. Modelo de génesis y depósito de los ooides ferruginosos de la Capa de Arroyofrío durante el Calloviense-Oxfordiense.

moderadas a bajas bastante constantes dentro de cada grupo. Las ligeras (LREE) tienen valores muy similares en todos los casos y las mayores diferencias se dan en las pesadas (HREE), donde la pendiente suele ser mayor hacia el interior del oide y, finalmente, e) comportamiento opuesto entre los contenidos en metales de transición y HFSE frente a las pendientes de las REE.

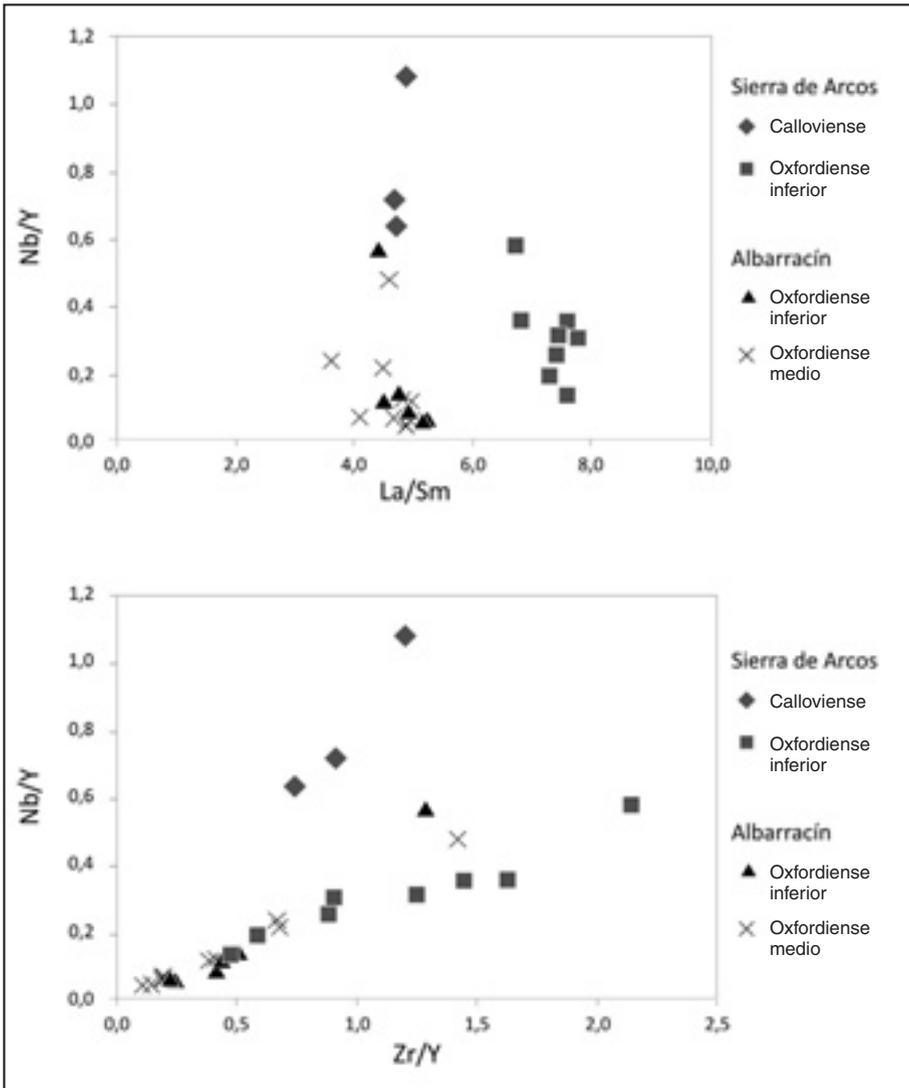


Fig. 12. Relaciones interelementales de los ooides estudiados.

Las características geoquímicas observadas permiten separar los ooides en dos grupos que se corresponden con su situación geográfica, de manera que la zona paleogeográfica donde se sedimentaron parece tener influencia en su contenido final en trazas. Los ooides de la Sierra de Arcos son, en general, menos ricos en trazas y REE, y las relaciones entre HFSE o REE son más altas que

en el caso de los de Albarracín (fig. 12). Por otra parte, este tipo de relaciones interelementales también sugiere diferencias en cuanto a la edad, separando claramente los ooides del Calloviense respecto del conjunto del Oxfordiense (fig. 12).

La similitud que presentan las pautas normalizadas (fig. 8) respecto a las de los ooides estudiados por STURESSON *et al.* (1999) sugiere un origen posiblemente parecido al propuesto en el trabajo de estos autores, que indican una participación importante de materiales volcánicos. En concreto, estos autores sugieren el aporte de REE desde minerales accesorios típicamente volcánicos como apatito o circón. Los análisis mineralógicos llevados a cabo en nuestras muestras no han detectado la presencia de este tipo de minerales, lo cual no permite corroborar esta hipótesis. Sin embargo, esto no la invalida dado que, al tener contenidos tan elevados en REE (La= 3445 ppm; TAKEBE, 2005), una mínima proporción de los mismos puede influir notoriamente en el contenido final de las muestras. Además, debe tenerse en cuenta el notable contenido en P que presentan algunos de estos ooides, lo cual es coherente con la presencia de apatito o partículas fosfatadas.

El origen volcánico de las REE en nuestro caso puede estar relacionado con los magmatismos triásico y jurásico de la Cordillera Ibérica (MARTÍNEZ *et al.*, 1997; 1998), más aún si se tiene en consideración las características principales de los mismos que son un carácter alcalino con destacados contenidos en apatito (referencia).

La anomalía que se observa en el caso del Ce es habitual en medios marinos (ELDERFIELD y GRAVES, 1982) y se debe a la oxidación del  $Ce^{3+}$  a  $Ce^{4+}$  y la precipitación de este último previo como  $CeO_2$  retirando este elemento de la solución (ROLLINSON, 1993).

Las anomalías negativas en Eu suelen indicar un aporte aéreo de sedimentos particulados o un origen hidrotermal, mientras que los aportes típicamente continentales a partir de aguas superficiales no muestran esta anomalía (ROLLINSON, 1993). Este origen hidrotermal, en nuestro caso, puede estar representado por el magmatismo jurásico de la Ibérica.

## CONCLUSIONES

– El estudio de las facies de la Capa de Arroyofrío en dos áreas de la provincia de Teruel pone de manifiesto la génesis de los ooides en un medio marino de plataforma carbonatada relativamente somero y agitado, así como su posterior depósito en áreas algo más alejadas como depósitos de alta energía o tempestitas.

– El estudio de la composición geoquímica de los ooides permite establecer las siguientes conclusiones:

1) El contenido en elementos traza de los ooides (HFSE y REE) parece estar condicionado por la situación paleogeográfica de los afloramientos, observándose dos grupos bien diferenciados que corresponden con las dos zonas geográficas estudiadas.

2) Las diferencias composicionales se manifiestan también en función de la edad de los ooides, distribuyéndose estos según dos conjuntos, uno calloviense y otro oxfordiense.

3) La composición en REE que muestran los ooides es característica de su origen marino. Sin embargo, las pautas de las REE requieren un aporte adicional al del agua marina, que posiblemente tenga un origen volcánico. La distribución de las REE permite descartar un origen principal a partir de aportes continentales.

4) Las características mineralógicas y geoquímicas de los magmatismos triásico y jurásico de la Cordillera Ibérica son compatibles con la fuente del aporte de REE de los ooides.

5) La integración de los datos de geoquímica, composición mineralógica y estudios de la facies de los ooides ferruginosos permite descartar el origen de los mismos a partir de materiales reciclados de suelos lateríticos.

## BIBLIOGRAFÍA

- AURELL, M. (1990), *El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (Provincias de Zaragoza y Teruel)*, Análisis de cuenca, Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 389 p.
- AURELL, M.; FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. y MELÉNDEZ, G. (1994), «The Middle-Upper Jurassic oolitic ironstone level in the Iberian Range (Spain): eustatic implications», *Geobios*, M.S. 17 (2), pp. 549-561.
- AURELL, M.; BÁDENAS, B.; BELLO, J.; DELVENE, G.; MELÉNDEZ, G.; PÉREZ-URRESTI, I. y RAMAJO, J. (1999), «El Calloviense y el Jurásico Superior en la Cordillera Ibérica Nororiental y la Zona de Enlace con la Cordillera Costero-Catalana, en los sectores de Sierra de Arcos, Calanda y Xerta-Paüls», *Cuadernos de Geología Ibérica*, 25, pp. 73-110.
- AURELL, M.; MELÉNDEZ, G.; OLORIZ, F.; BÁDENAS, B.; CARACUEL, J.; GARCÍA-RAMOS, J.C.; GOY, A.; LINARES, A.; QUESADA, S.; ROBLES, S.; RODRÍGUEZ-TOVAR, F.J.; ROSALES, I.; SANDOVAL, J.; SUÁREZ DE CENTI, C.; TAVERA, J.M. y VALENZUELA, M. (2002), «Jurassic», en W. GIBBONS y T. MORENO (eds.), *The Geology of Spain*, London, Geological Society, pp. 213-254.
- BÁDENAS, B. (1999), *La sedimentación en las rampas carbonatadas del Kimmeridgiense en las Cuencas del Este de la Placa Ibérica*, Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 256 p.
- BÁDENAS, B. y AURELL, M. (2001), «Kimmeridgian palaeogeography and basin evolution of Northeastern Iberia», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168 (3-4), pp. 291-310.
- BATTACHARYYA, D.P. y KAKIMOTO, P.K. (1982), «Origin of ferruginous ooids an SEM Study of ironstone ooids and Bauxita pisoids», *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, pp. 1351-1353.
- BELLO, J. (2005), *El Oxfordiense en el sector Nororiental de la Cordillera Ibérica. Bioestratigrafía y Paleontología (Ammonoidea)*, Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 416 p.
- BROCHWICZ-LEWINSKI, W.; MELÉNDEZ, G. y SEQUEIROS, L. (1984), «Middle-Upper Jurassic boundary: a worldwilde phenomenon», *Procedings on International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, pp. 305-314.
- BROCHWICZ-LEWINSKI, W.; GASIEWICZ, A.; KRUMBEIN, W.E.; MELÉNDEZ, G.; SEQUEIROS, L.; SUFFCZYNSKI, S.; SZATKOWSKI, S.; TARKOWSKI, R. y ZBIK, M. (1986), «Anomalia iridowa na granicy jury srodkowej i górnej», *Przegląd Geol.*, 2, 394 (34), pp. 83-88.
- BULARD, P.F. (1972), *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Iberique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne)*, Thèse Doct., Fac. Sc. Univ. Nice, n° C.N.R.S.A.O. 7095, 2 vols., 702 p.

- BULARD, P.F.; CANEROT, J.; GAUTIER, F. y VIALARD, P. (1974), «La discontinuité entre le Jurassique moyen et Jurassique supérieur dans les Chaînes Ibériques», *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 278, sér. D, pp. 2107-2110.
- CEPRIÁ, G.; CEPRIÁ, J. y RAMAJO, J. (2004), «Fast and simple identification of the Iron Oxides in geological samples without sample pretreatment by an electroanalytical technique», *Microchimica Acta*, 144 (1-3), pp. 139-145.
- COLLIN, P.Y. (2000), *Environnements, géochimie et processus de formation de séries condensées au Callovien-Oxfordien: du Bassin de Paris à des considérations globales*, Tesis Doctoral, Université de Bourgogne-Centre des Sciences de la Terre, 282 p.
- CORBALÁN, F. (1986), *Estudio Bioestratigráfico del Jurásico Superior (Calloviense-Kimmeridgiense) de la Sierra de Albarracín*, Tesis Licenciatura, Dep. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 171 p.
- DÍAZ-MARTÍNEZ, E.; SANZ-RUBIO, E. y MARTÍNEZ-FRÍAS, J. (2002), «Sedimentary record of impact events in Spain», en C. OEBERLY y K.G. MACLEOD (eds.), *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*, Geol. Soc. Amer. Sp. Paper, 356, pp. 551-562.
- ELDERFIELD, H. y GREAVES, M.J. (1982), «The rare earth element elements in seawater», *Nature*, 296, pp. 214-449.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S.; MELÉNDEZ, G. y SUÁREZ-VEGA, L.C. (1978), «El Dogger y el Malm en Moscardón (Teruel)», en A. GOY (ed.), *Grupo Español del Mesozoico, Jurásico Cordillera Ibérica. (Excursions Guide)*, vol. VI, Universidad Complutense de Madrid, pp. 1-20.
- FONTANA, B. (1990), *El Oxfordiense Medio, Biozona Trasversarium (Jurásico Superior) en el borde Sur de la Cuenca del Ebro (Cordillera Ibérica). Estudio Paleontológico del Género Larcheria (Perisphinctidae)*, Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 123 p.
- GARCÍA-FRANK, A. (2006), *Evolución biosedimentaria y secuencial del Jurásico Medio inferior en la Cuenca Ibérica (Sector NO)*, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 529 p.
- GÓMEZ, J.J. (1979), *El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica*, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Seminarios de Estratigrafía (Serie monografías), 4, 683 p.
- GÓMEZ, J.J. y FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (2006), «The Iberian Middle Jurassic carbonate-platform system: Synthesis of the palaeogeographic elements of its eastern margin (Spain)», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 236 (3-4), pp. 190-205.
- GÓMEZ, J.J. y GOY, A. (1979), «Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio y Superior, en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica», *Est. Geol.*, 35, pp. 569-568.
- HEIKOOP, J.M.; TSUJITA, C.J.; RISK, M.J.; TOMASCIK, T. y MAH, A.J. (1996), «Modern iron ooids from a shallow-marine volcanic setting: Mahengetang, Indonesia», *Geology*, 24, pp. 759-762.
- KIMBERLEY, M.M. (1994), «Debate about ironstone: has solute supply been surficial weathering, hydrothermal convection, or exhalation of deep fluids?», *Terra Nova*, 6, pp. 116-132.
- LARDIÉS, M.D. (1990), «Observaciones bioestratigráficas y sedimentológicas sobre el Calloviense en la provincia de Teruel», *Cuad. Geol. Ibérica*, 14, pp. 157-172.
- LARDIÉS, M.D.; MELÉNDEZ, G.; SEQUEIROS, L.; CARIOU, E. y PAGE, K.N. (1997), «Síntesis bioestratigráfica y paleogeográfica del Calloviense en el sector Nororiental de la Cuenca Ibérica (Plataforma Aragonesa)», *Comunicaciones IV Congreso de Jurásico de España*, pp. 91-93.
- MARTÍNEZ, R.; LAGO, M.; VALENZUELA, I.; VAQUER, R.; SALAS, R. y DUMITRESCU, R. (1997), «El volcanismo Triásico y Jurásico del sector SE de la Cadena Ibérica y sus relaciones con los estadios de rift mesozoicos», *Bol. Geol. Minero*, 108 (4-5), pp. 367-376.

- MARTÍNEZ, R.; LAGO, M. y VAQUER, R. (1998), «El volcanismo jurásico de la Sierra de Javalambre (Cadena Ibérica, Teruel)», *Teruel*, 86 (I), pp. 43-61.
- MCDONOUGH, W.F. y SUN, S.S. (1995), «The composition of the Earth», *Chem. Geol.*, 120, pp. 223-253.
- MELÉNDEZ, G. (1989), *El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica Provincias de Zaragoza y Teruel*, Teruel, Instituto de Estudios Turolenses, 418 p.
- MELÉNDEZ, G. y FONTANA, B. (1993), «Biostratigraphic correlation of the Middle Oxfordian sediments in the Iberian Chain, eastern Spain», *Acta Geologica Polonica*, 43 (3-4), pp. 193-211.
- MELÉNDEZ, G.; SEQUEIROS, L. y BROCHWICZ-LEWINSKI, W. (1983), «Lower Oxfordian in the Iberian Chain, Spain, Part (I) Biostratigraphy and nature of gaps; Part (II) Ammonite fauna», *Bull. Acad. Pol. Sc. (Sc. Terre)*, 30, pp. 157-180.
- MELÉNDEZ, G.; BELLO, J.; DELVENE, G. y PÉREZ-URRESTI, I. (1997), «El Jurásico medio y superior (Calloviense-Kimmeridgiense) en Ventas de San Pedro. Reconstrucción paleogeográfica y análisis tafonómico», *Cuad. Geol. Ibérica*, 23, pp. 269-300.
- MELÉNDEZ, G.; RAMAJO, J. y MARTÍNEZ-COTONDA, S. (2005), «El desarrollo de la Capa de Arroyofrío (límite Calloviense-Oxfordiense) al Sur de Zaragoza, entre Ricla y Aguilón: bioestratigrafía y facies», *Geogaceta*, 38, pp. 3-6.
- NORRIS, M.S. y HALLAN, A. (1995), «Facies variations across the Middle-Upper Jurassic boundary in Western Europe and the relationship to sea-level changes», *Paleog., Paleoclim., Paleocol.*, 116, pp. 189-245.
- PAGE, K.N.; MELÉNDEZ, G.; BELLO, J.; PÉREZ-URRESTI, I. y RAMAJO, J. (2004), «The stratigraphy of the Upper Bathonian to Middle Oxfordian succession of the Aragonese branch of the Cordillera Ibérica (Spain) and its European context», *Revista Italiana Paleontologia e Stratigr.*, vol. 110 (1), pp. 191-200.
- RAMAJO, J. (2006), *Evolución sedimentaria del Calloviense-Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica (Rama Aragonesa)*, Tesis Doctoral, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 405 p.
- RAMAJO, J.; AURELL, M.; BÁDENAS, B.; BELLO, J.; DELVENE, G.; MELÉNDEZ, G. y PÉREZ-URRESTI, I. (1999), «Síntesis Bioestratigráfica y Paleogeográfica del Oxfordiense en la cuenca Ibérica (Sector Nororiental) y correlación con la Cuenca Catalana», *Cuad. Geol. Ibérica*, 25, pp. 111-138.
- RAMAJO, J.; AURELL, M.; DELVENE, G. y PÉREZ-URRESTI, I. (2000), «El Calloviense-Oxfordiense en el Sector Oliete-Torre de las Arcas (Teruel)», *Geotemas*, 1 (2), pp. 213-216.
- RAMAJO, J.; AURELL, M. y CEPRIÁ, J. (2002), «Análisis de facies de la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío en la Sierra de Arcos (Jurásico Cordillera Ibérica Septentrional)», *Journal of Iberian Geology*, 28, pp. 45-64.
- ROLLINSON, H. (1993), *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, Prentice Hall, England, 352 p.
- SALAS, R. y CASAS, A. (1993), «Mesozoic extensional tectonics, Stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin», *Tectonophysics*, 228, pp. 33-55.
- SALAS, R.; MARTÍN-CLOSAS, C.; QUEROL, X.; GUIMERA, J. y ROCA, E. (1995), «Evolución tectonosedimentaria de las Cuencas del Maestrazgo y Aliaga-Penyagolosa durante el Cretácico Inferior», en R. SALAS y C. MARTÍN-CLOSAS (eds.), *El Cretácico inferior del Nordeste de Iberia*, Publ. Univ. Barcelona, pp. 13-94.
- SALAS, R.; GUIMERA, J.; MAS, R.; MARTÍN-CLOSAS, C.; MELÉNDEZ, A. y ALONSO, A. (2001), «Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic inversion (Iberian Chain)», en W. CAVAZZA, A. ROBERTSON y P.A. ZIEGLER (eds.), *Peritethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Peri-Tethyan Memoir*, 6, Mem. Mus. Natn. Hist. Nat., vol. 186, pp. 145-185.

- STURESSON, U.; DRONOV, A. y SAADRE, T. (1999), «Lower Ordovician iron ooids and associated oolitic clays in Russia and Estonia: a clue to the origin of iron oolites?», *Sedim. Geol.*, 12, pp. 63-80.
- STURESSON, U.; HEIKOOP, J.M. y RISK, M.J. (2000), «Modern and Palaeozoic iron ooids a similar volcanic origin», *Sedimentary Geology*, 136, pp. 137-146.
- TAKEBE, M. (2005), «Carriers of rare earth elements in pacific deep-sea sediments», *J. Geol.*, 113, pp. 201-215.

*Recibido el 3 de septiembre de 2007*

*Aceptado el 23 de marzo de 2009*





**EVOLUCIÓN DE FACIES Y SECUENCIAS  
DE ALTA FRECUENCIA EN LAS PLATAFORMAS  
DEL FINAL DEL JURÁSICO AL SUROESTE  
DE LA PROVINCIA DE TERUEL**



*Beatriz Bádenas, Marcos Aurell,  
Javier Ipas y Eduardo Espílez*



# EVOLUCIÓN DE FACIES Y SECUENCIAS DE ALTA FRECUENCIA EN LAS PLATAFORMAS DEL FINAL DEL JURÁSICO AL SUROESTE DE LA PROVINCIA DE TERUEL\*

*Beatriz Bádenas\*\* , Marcos Aurell\*\* ,  
Javier Ipas\*\* y Eduardo Espílez\*\*\**

## RESUMEN

Se ha realizado el análisis de facies y de secuencias de alta frecuencia en la plataforma del Kimmeridgiense superior-Titónico inferior, a partir del estudio nivel a nivel de seis perfiles, localizados al suroeste de la provincia de Teruel (sector de Arroyo Cerezo-Villel-Riodeva). La correlación propuesta permite realizar precisiones acerca de la edad y evolución de dos secuencias de tercer orden, equivalentes a las secuencias Kim.2 y Ti.1 definidas en otros dominios de la Cuenca Ibérica. El registro sedimentario de la plataforma se organizó en 7 secuencias de media escala, con una evolución somerizante-profundizante y con espesores medios de 10-20 m, y 32 secuencias somerizantes (parasecuencias) de pequeña escala, con espesores medios que oscilan entre 2 y 5 m. Estos dos tipos de secuencias se han relacionado con ciclos de ascenso-descenso del nivel del mar (ciclos eustáticos) inducidos por los ciclos orbitales de excentricidad de largo y corto término, respectivamente.

**Palabras clave:** plataformas carbonatadas, cicloestratigrafía, Cuenca Ibérica, Jurásico.

\* Resumen del trabajo realizado con una ayuda concedida por el Instituto de Estudios Turolenses en su XXV Concurso de Ayudas a la Investigación de 2007.

\*\* Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pza. San Francisco, s/n, 50009 Zaragoza.  
bbadenas@unizar.es

\*\*\* Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis, Av. Sagunto, s/n, 44002 Teruel.

## ABSTRACT

*Facies evolution and high-frequency sequences recorded in an Upper Jurassic carbonate platform (Teruel, Spain).*

The facies evolution and the high-frequency sequences recorded in an Upper Jurassic shallow carbonate platform was reconstructed from a bed-by-bed analysis of six logs located south-west of Teruel, in the Arroyo Cerezo-Villel-Riodeva area (Northeast Spain). Correlation of logs based on the assumption of the age equivalence of the high-frequency sequences, provides further information about the age of the boundaries and transgressive maxima of two third-order sequences, that have a regional extent (i.e., the Iberian Basin): Sequence Kim.2, from lower *eudoxus* Biozone to latest Kimmeridgian, and sequence Ti.1, mostly early Tithonian in age. The studied rocks include seven medium-scale sequences (10-20 m thick in average) and 32 small-scale sequences (2-5 m thick in average) that have been related to eustatic changes formed in tune with the orbital cycles (i.e., the long and short eccentricity cycle, respectively).

**Key words:** carbonate platform, cyclostratigraphy, Iberian Basin, Jurassic.

## INTRODUCCIÓN

Al final del Jurásico, durante el Kimmeridgiense-Titónico, los dominios de sedimentación de la Cuenca Ibérica estuvieron ocupados por extensas plataformas carbonatadas. Se trata de plataformas de escasa pendiente, con geometría de rampa homoclinal. Sus dominios más profundos y distales, localizados hacia el este de la cuenca, están caracterizados por la existencia de potentes series rítmicas, con alternancias de calizas micríticas y margas. Una parte importante del fango carbonatado acumulado en estas zonas procede de la resedimentación desde la zona somera de elevada producción de carbonato (AURELL *et al.*, 1998; BÁDENAS y AURELL, 2001, AURELL *et al.*, 2003).

Los dominios someros de las plataformas del Kimmeridgiense-Titónico incluyen un amplio abanico de facies bioclásticas, oolíticas, oncolíticas y arrecifales, con intercalación local de niveles siliciclásticos. Este conjunto de facies se organizaba en cinturones de facies de algunas decenas de kilómetros de anchura y orientación aproximada norte-sur (BÁDENAS, 1999; BÁDENAS y AURELL, 1997, 2001). Al suroeste de la provincia de Teruel se encuentran afloramientos de estas facies de plataforma somera, que han sido objeto de diversos análisis sedimentológicos. En especial, destacan los trabajos realizados en las unidades del Kimmeridgiense superior que incluyen niveles de arrecifes con morfología de pináculo, y que afloran extensamente en el entorno de localidades como Jabaloyas, Tormón y Arroyo Cerezo (GINER y BARNOLAS, 1979; FEZER, 1988; LEINFELDER *et al.*, 1993; NOSE, 1995; AURELL y BÁDENAS, 1997, 2004; BÁDENAS y AURELL, 2003).

Tras esta etapa de sedimentación carbonatada, en torno al tránsito Jurásico-Cretácico tuvo lugar una regresión generalizada, que ha sido relacionada con una etapa de incremento de la actividad tectónica (SALAS y CASAS, 1993; AURELL *et al.*, 1994, 2003). En la zona central y occidental de la

Cuenca Ibérica se produce la emersión de las plataformas y se forman cuencas muy subsidentes, con depocentros que registran sucesiones terrígenas de varios centenares de metros de espesor. Se trata de depósitos de origen continental (Formación Villar del Arzobispo), que incluyen yacimientos de dinosaurios en localidades como Galve o Riodeva (CANUDO *et al.*, 2005; LUQUE *et al.*, 2005).

El objeto principal de este trabajo es caracterizar la evolución sedimentaria de las plataformas carbonatadas del tránsito Kimmeridgiense-Titónico, en una zona de la Cuenca Ibérica donde es posible analizar el tránsito entre las facies granosostenidas y arrecifales someras y las facies predominantemente fangosas de la plataforma externa. Para ello, hemos caracterizado las facies y las secuencias sedimentarias de diferente orden o duración temporal en 6 perfiles localizados en torno al límite de las provincias de Teruel y Valencia (fig. 1). La correlación entre los diferentes perfiles analizados, basada en la contemporaneidad de los límites entre las secuencias, permite reconstruir un esquema de distribución lateral de facies y secuencias muy preciso.

El esquema de distribución de facies y secuencias obtenido es relevante desde el punto de vista sedimentológico y secuencial, ya que permite: 1) ilustrar la evolución de la plataforma carbonatada durante la etapa regresiva del final del Jurásico; 2) discutir el origen de las secuencias de diferente orden que se registraron en la plataforma y su posible relación con los cambios climáticos y/o actividad tectónica sinsedimentaria; y 3) comprender de forma más precisa algunos aspectos de la evolución de las plataformas, como los factores que determinan el crecimiento de los arrecifes durante diferentes etapas de evolución de la plataforma. Además tiene un interés estratigráfico, ya que las precisiones sobre la edad de las unidades analizadas (datación mediante microfósiles y correlación entre perfiles) son relevantes para determinar el momento en que se expuso la plataforma en uno y otro sector del margen de la cuenca, con implicaciones para acotar la edad de determinados yacimientos de dinosaurios, como los localizados en el entorno de Riodeva.

## UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DEL TRÁNSITO JURÁSICO-CRETÁCICO

La figura 2 muestra la edad y distribución de las cinco unidades litoestratigráficas y de las cuatro secuencias de depósito definidas en la Cuenca Ibérica centro-occidental en el tránsito Jurásico-Cretácico (Kimmeridgiense-Berriasiense inferior). Dicha distribución es coherente con la etapa regresiva del final del Jurásico, observada no sólo a escala de la Cuenca Ibérica, sino en todo en el ámbito de las cuencas del este y norte de la Placa Ibérica (AURELL *et al.*, 2002, 2003). Esta etapa regresiva se refleja en: 1) la progradación del cinturón de facies someras (Formaciones Pozuel, Torrecilla e Higuieruelas) sobre las facies micríticas y margosas de plataforma externa (Formación Loriguilla); 2) la formación de una laguna estratigráfica (debida a la erosión y/o no sedimentación), que incrementa su amplitud hacia los dominios más marginales; 3) la edad progresivamente más reciente (desde la zona proximal a distal) en el inicio de los depósitos siliciclásticos de origen predominantemente continental de la Formación Villar del Arzobispo.

La etapa regresiva del final del Jurásico implica una progresiva retirada de la línea de costa hacia los dominios orientales de la Cuenca Ibérica. En la figura 2 se muestran dos mapas paleogeo-

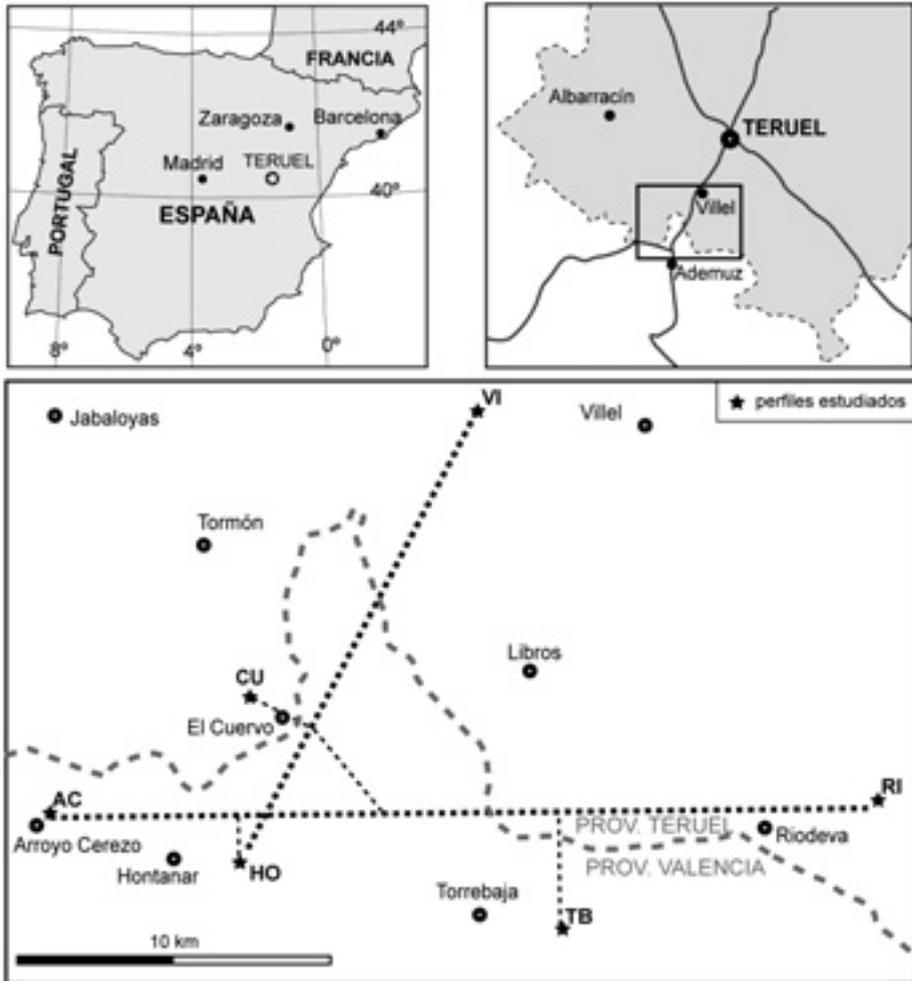


Fig. 1. Situación geográfica de los seis perfiles estudiados y posición de los paneles de correlación (líneas discontinuas) de las figuras 10 y 11.

gráficos, correspondientes a la etapa previa y posterior al intervalo estratigráfico analizado. Durante el Kimmeridgiense inferior, las facies de plataforma externa se extendieron en una amplia zona de la parte central y oriental de la Cuenca Ibérica. A partir de la parte media del Titónico, los dominios de sedimentación carbonatada perimareal y submareal ocuparon tan sólo la parte más oriental de la cuenca. En su parte occidental se desarrollan surcos muy subsidentes, con relleno de los depósitos litorales y continentales de la Formación Villar del Arzobispo.

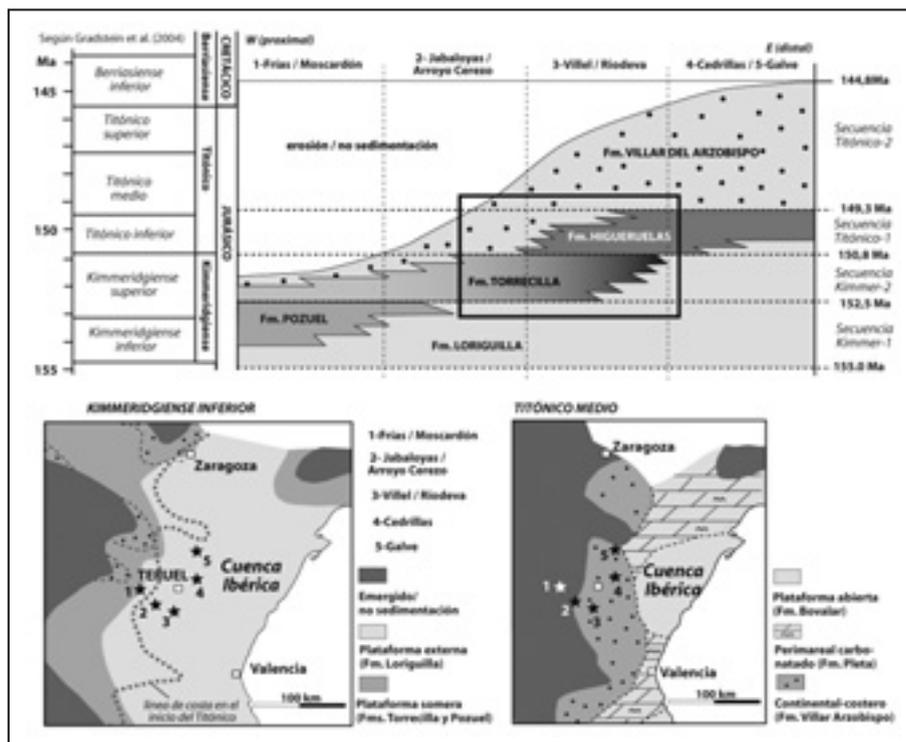


Fig. 2. Parte superior: panel de correlación (sin escala horizontal) en el que se muestra la edad de las unidades estratigráficas del Kimmeridgiense-Titónico en la provincia de Teruel. Parte inferior: paleogeografía al noreste de la Placa Ibérica durante el Kimmeridgiense inferior y Titónico medio; los números 1-5 corresponden a las localidades de referencia, indicadas en la parte superior del panel de correlación.

En el intervalo Kimmeridgiense-Berriasiense inferior, representado en la figura 2, se diferencian cuatro secuencias de depósito, limitadas por discontinuidades que se reconocen a escala de la Cuenca Ibérica (BÁDENAS y AURELL, 2001; AURELL *et al.*, 2003):

1. La Secuencia Kimmeridgiense-1 (Kim.1) se extiende desde el final del Oxfordiense (límite entre las subzonas *planula* y *galar*) hasta la parte inferior del Kimmeridgiense superior (en torno al límite entre las biozonas *acanthicum* y *eudoxus*). Al oeste de Teruel, las facies más someras son predominantemente oolíticas y siliciclásticas (Formación calizas oolíticas de Pozuel).

2. La Secuencia Kimmeridgiense-2 (Kim.2) corresponde a la mayor parte del Kimmeridgiense superior. Sus facies someras están caracterizadas por la presencia común de arrecifes de corales con costras microbianas, que es el aspecto más característico de la Formación calizas con corales de Torrecilla en Cameros (ALONSO y MAS, 1990). En el entorno de la Sierra de Albarracín se diferen-

cian una serie de secuencias de mayor orden, que incluyen dos niveles de pináculos arrecifales (secuencias Kim.2.1 y Kim.2.2). El nivel inferior fue estudiado por AURELL y BÁDENAS (2004) en el sector de Jabaloyas-Arroyo Cerezo. Los arrecifes incluidos en el nivel superior fueron analizados en BÁDENAS y AURELL (2003) en Tormón.

3. La Secuencia Titónico-1 (Ti.1) se desarrolló durante la mayor parte del Titónico inferior y la parte basal del Titónico medio, ya que hacia su parte superior se registra la primera aparición de *Anchispirocyclus lusitanica* (FEZER, 1988; IPAS *et al.*, 2006). Está caracterizada, en amplias zonas de la Cordillera Ibérica, por una unidad que incluye frecuentes niveles de calizas masivas o estratificadas en bancos gruesos con oncolitos (Formación calizas con oncolitos de Higuieruelas). Estudios de la Formación Higuieruelas en la Cordillera Ibérica Septentrional (Aguilón, Fuendetodos, Lécera y Calanda) revelan la existencia de secuencias de mayor orden, cuyos límites se reconocen a escala regional (secuencias 1, 2 y 3 en IPAS *et al.*, 2004).

4. La Secuencia Titónico-2 (Ti.2) se extiende desde el Titónico medio hasta el Berriasiense inferior y corresponde a la mayor parte de la Formación Villar del Arzobispo y a sus equivalentes laterales en facies carbonatadas (Formaciones La Pleta y Bovalar, fig. 2). El análisis de la Formación Bovalar en Montanejos (Castellón) muestra la existencia de cinco secuencias de mayor orden, con una evolución profundizante-somerizante bien definida (Secuencias 1 a 5 en BÁDENAS *et al.*, 2004).

El presente estudio se centra en las secuencias Kim.2 y Ti.1. La zona seleccionada, comprendida entre las localidades de Arroyo Cerezo, Villel y Riodeva, permite analizar la transición entre las facies relativamente someras (Formaciones Torrecilla e Higuieruelas) y profundas (Formación Loriguilla) de la plataforma (ver zona recuadrada en la fig. 2). Dentro de las secuencias Kim.2 y Ti.1 se ha reconocido una serie de secuencias de mayor orden, limitadas por discontinuidades que se reconocen en todo el ámbito de la plataforma analizado.

## METODOLOGÍA Y PRESENTACIÓN DE DATOS

Los datos obtenidos se basan en el levantamiento nivel a nivel de 6 perfiles localizados en torno al límite de las provincias de Teruel y Valencia (fig. 1). Las facies se han determinado a partir de observaciones en el campo con lupa de mano y del estudio de 235 muestras de roca dura en lámina delgada mediante microscopio petrográfico.

Uno de los aspectos más relevantes de los afloramientos estudiados radica en la posibilidad de caracterizar la evolución de las facies en una zona de la plataforma localizada en torno al nivel de base del oleaje, donde se produce el tránsito entre los dominios de sedimentación relativamente profundos y someros. En esta zona, las interdigitaciones entre los diferentes tipos de facies fangosas y granosostenidas son frecuentes, por lo que es posible definir con precisión las evoluciones verticales de facies (profundizantes o somerizantes, según los casos). Existen saltos bruscos en las evoluciones de facies, ligados a superficies de discontinuidad, generalmente superficies planas bien cementadas, con una expresión morfológica variable. La definición de secuencias, cuyos resultados se exponen más adelante (apartado de Análisis secuencial), está basada en el análisis combinado de la evolución de las facies y de las superficies de discontinuidad. En primer lugar, describimos brevemente la situación y las secuencias reconocidas en cada uno de los seis perfiles analizados.

## PERFIL DE ARROYO CEREZO

Se localiza al este de la población de Arroyo Cerezo, en el margen septentrional del barranco del Arroyo del Cerezo. Fue estudiado previamente por FEZER (1988), BAUMGÄRTNER y REYLE (1995) y AURELL y BÁDENAS (2004). La parte superior del perfil está muy cubierta, por lo que se ha complementado con datos del afloramiento de la cabecera de la rambla de la Palomareja, localizada 2 km al norte de Arroyo Cerezo.

El perfil incluye la Formación Torrecilla y la base de la Formación Villar del Arzobispo (fig. 3). Según FEZER (1988), el límite entre ambas unidades corresponde al que existe entre el Kimmeridgiense-Titónico, que es a su vez la edad de la discontinuidad entre las secuencias Kim.2 y Ti.1 (fig. 2). El perfil se inicia sobre un nivel tabular de areniscas de grano medio con estratificación cruzada que se reconoce a escala regional y que fue interpretado como el límite entre las secuencias Kim.1 y Kim.2 por AURELL y BÁDENAS (2004).

La secuencia Kim.2 tiene 48 m de espesor y comprende la mayor parte de la Formación Torrecilla. Dentro de ella se diferencian con claridad 4 secuencias de mayor orden (secuencias 1-4 en figs. 3 y 4), cada una de ellas formada por 4 ó 5 parasecuencias de menor orden, con espesores comprendidos entre 1 y 4 m. Destacan las parasecuencias 2 y 4, que incluyen sendos niveles de arrecifes con morfología de pináculo. La secuencia Ti.1 aflora de forma muy discontinua, ya que incluye los niveles menos competentes de la Formación Villar del Arzobispo, no representados en el perfil de la figura 3. Tan sólo se han podido caracterizar sendos niveles carbonatados y siliciclásticos más competentes localizados en la parte inferior y superior de la unidad (ver fig. 10).

## PERFIL DE EL HONTANAR

El perfil de El Hontanar fue estudiado previamente por FEZER (1988). Se inicia en el PK. 533,3 del tramo abandonado de la antigua carretera N-420, localizada 2 km al este de la localidad de El Hontanar. En las proximidades del PK.533 la serie está muy fallada, por lo que el perfil se ha continuado en el entorno de la cabecera de un barranco localizado al este de la carretera.

Desde el punto de vista estratigráfico, el perfil es similar al de Arroyo Cerezo. Se ha iniciado en un nivel de areniscas de grano medio, que se interpreta como el límite entre las secuencias Kim.1 y Kim.2. El límite superior de la secuencia Kim.2 se encuentra en el de las Formaciones Torrecilla y Villar del Arzobispo (fig. 3). La secuencia Kim.2 tiene 58 m de espesor y se reconocen también superficies de discontinuidad muy marcadas, que permiten diferenciar las secuencias 1-4. Destacan dos superficies bien cementadas sobre sendos niveles granosostenidos, correspondientes al techo de las secuencias 1 y 3, así como la presencia de tres niveles con arrecifes de coral en la secuencia 4 (figs. 3 y 4). Dentro de la secuencia Ti.1 tan sólo se han podido caracterizar 4 intervalos con niveles predominantemente siliciclásticos. Esta unidad está limitada por una importante discontinuidad, ya que sobre ella se encuentran calizas bioclásticas arenosas que han sido atribuidas al Aptiense.

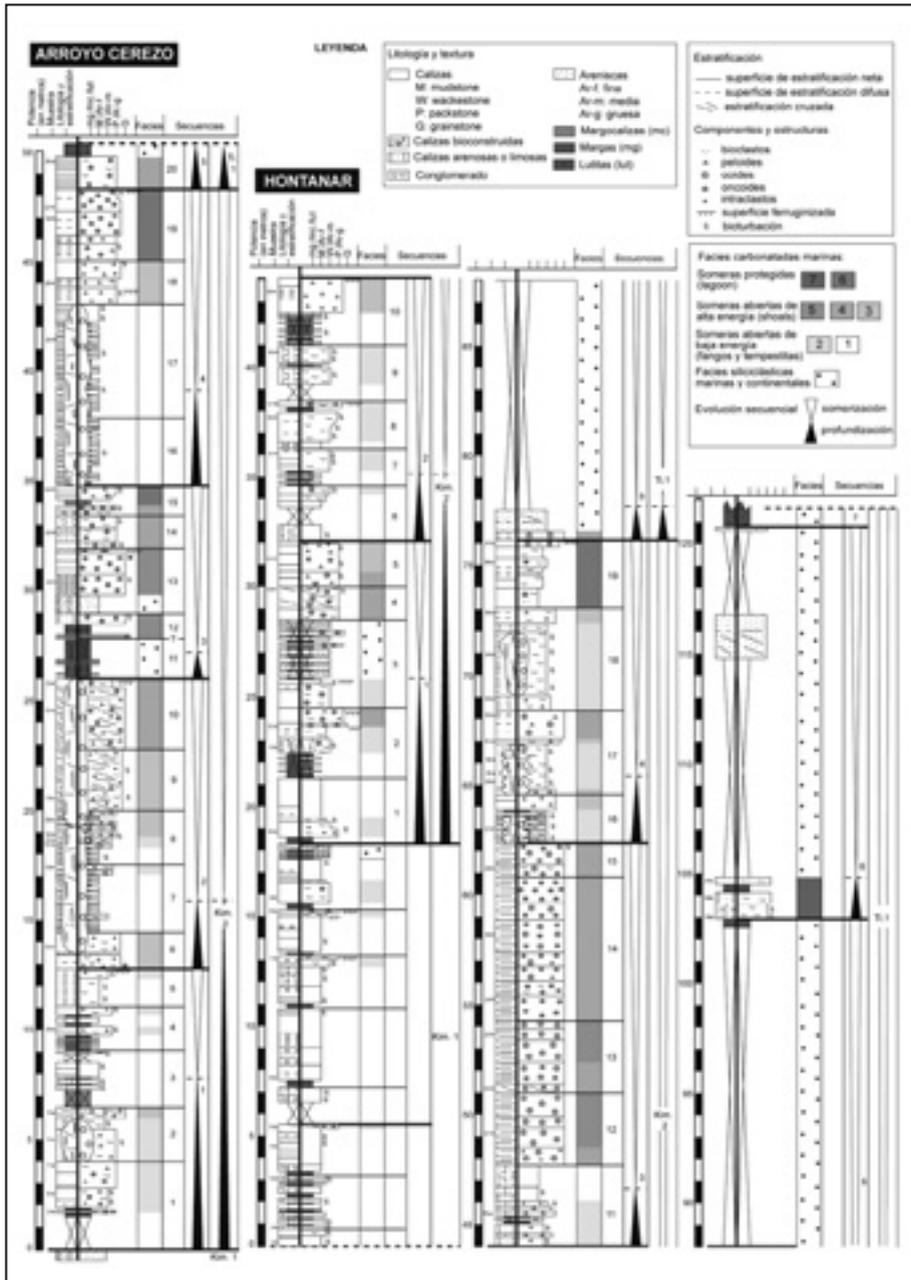


Fig. 3. Perfiles de Arroyo Cerezo y El Hontanar.

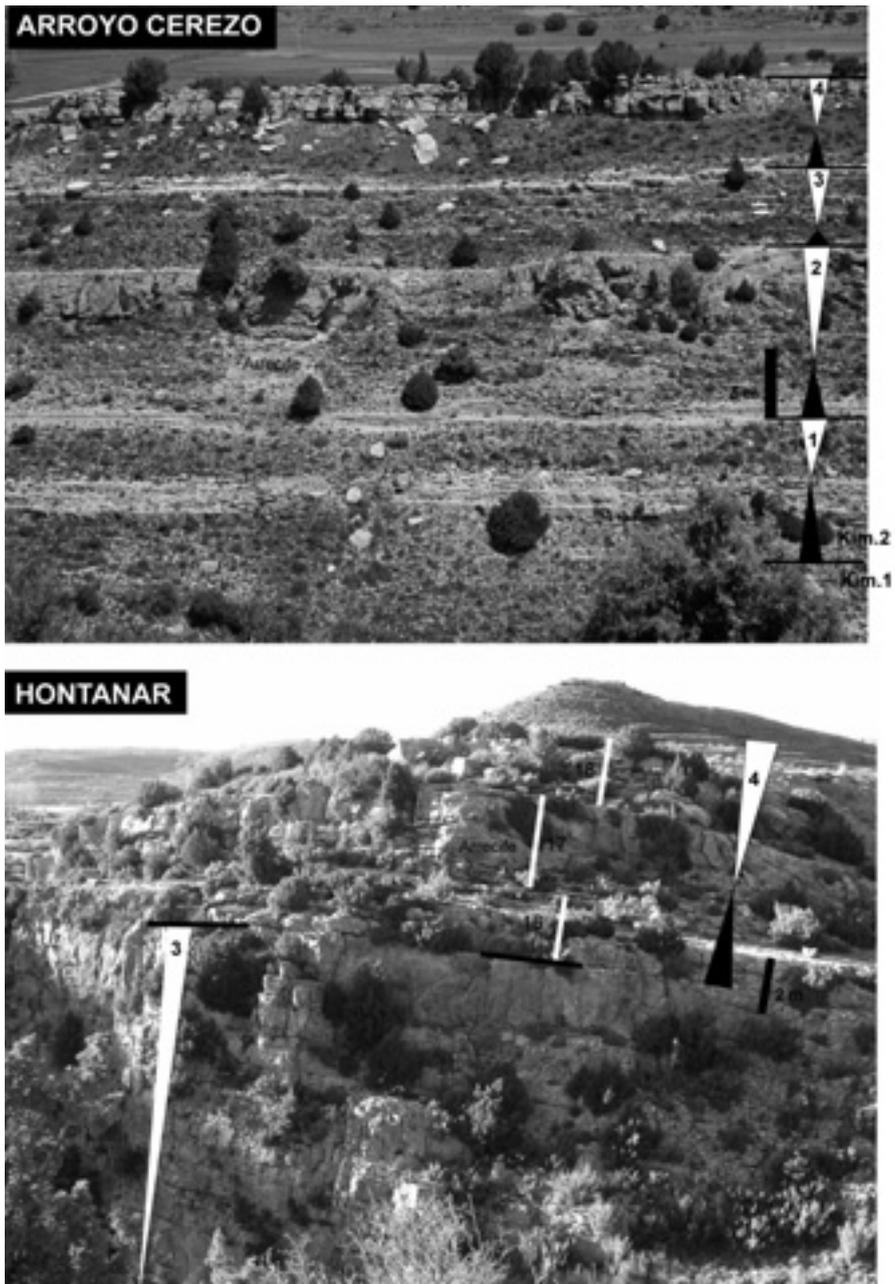


Fig. 4. Distribución de secuencias en los perfiles de Arroyo Cerezo y El Hontanar.

## PERFIL DE EL CUERVO

El perfil localizado al noreste de la población de El Cuervo no había sido estudiado previamente. Se ha realizado en el entorno de la cota 1.125 (Cruz de Cerro). Se accede a partir de una pista cementada que asciende (en dirección oeste) desde la margen derecha del río Ebrón, aguas arriba de la desembocadura de la rambla de la Palomareja. El perfil se ha realizado en la ladera localizada al norte de esta pista, ya que la serie expuesta en la trinchera de la misma está interrumpida por fallas de importante salto.

El límite entre las secuencias Kim.1 y Kim.2 se ha localizado sobre un tramo margoso con intercalaciones de niveles terrígenos, que se encuentra bastante cubierto. Respecto al límite superior de la secuencia Kim.2, al igual que en los dos perfiles anteriores, los datos micropaleontológicos disponibles y la evolución de las facies son coherentes con su situación próxima al límite entre las Formaciones Torrecilla y Villar del Arzobispo (fig. 5). La secuencia Kim.2 tiene un espesor de 58 m y en ella destacan las superficies planas y bien cementadas del techo de las secuencias 2 y 4 (fig. 6). Esta última secuencia, al igual que en Arroyo Cerezo y El Hontanar, incluye sucesivos niveles arrecifales. En cuanto a la secuencia Ti.2 (Formación Villar del Arzobispo), se ha podido caracterizar una serie de niveles carbonatados y siliciclásticos en los 25 m inferiores aflorantes, hasta una falla que interrumpe la sucesión.

## PERFIL DE TORREBAJA

Dos kilómetros al este de la población de Torrebaja existe un afloramiento del Jurásico Superior que no había sido estudiado previamente desde el punto de vista sedimentológico. El acceso más directo a estos afloramientos se realiza por una pista que parte desde la localidad vecina de Torrealta. El perfil se ha iniciado en la margen septentrional de la cabecera de un barranco que desemboca en la margen izquierda del río Turia. Se ha tomado como techo el último nivel carbonatado de la Formación Villar del Arzobispo, que aflora junto a la paridera de los Molares. Este nivel contiene *Anchispirocyclina lusitanica*, por lo que se ha interpretado como correspondiente a la parte superior de la secuencia Ti.1 (fig. 5).

El perfil se ha iniciado en el primer tramo expuesto sobre las calizas micríticas y margas de la Formación Loriguilla, que se interpreta como correspondiente a la parte basal de la secuencia Kim.2. De modo similar a los perfiles anteriores, la secuencia Kim.2 está formada por cuatro secuencias estrato y granocrecientes de espesor decamétrico, que agrupan lotes de 4 a 5 parasecuencias de espesor métrico. Desde el punto de vista morfológico, destacan las superficies netas y cementadas que se encuentran a techo de las secuencias 3 y 4 (fig. 6). Teniendo en cuenta la distribución de facies y secuencias observadas, y los datos micropaleontológicos disponibles, consideramos que el límite entre las secuencias Kim.2 y Ti.1 se encuentra 7 m por debajo del límite con la Formación Villar del Arzobispo. Esta unidad aflora de forma bastante continua, y destaca en ella la existencia de tres tramos carbonatados bioclásticos y peloidales, que se han interpretado como los niveles basales de tres secuencias de mayor orden (secuencias 5-7).

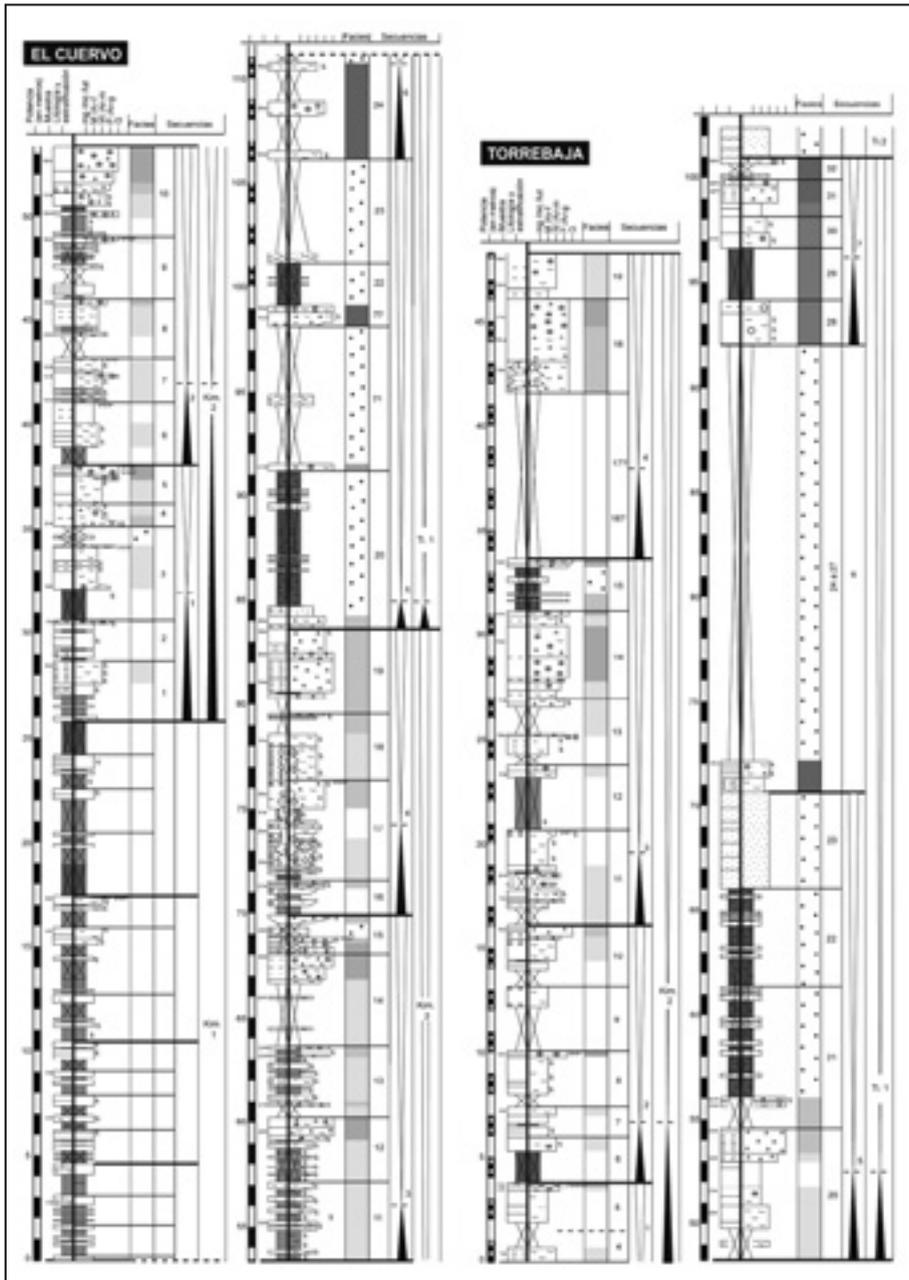


Fig. 5. Perfiles de El Cuervo y Torrebaja.



Fig. 6. Distribución de secuencias en los perfiles de El Cuervo y Torrebaja.

## PERFIL DE VILLEL

AURELL (1990) ofrece la primera descripción del Jurásico Superior de los afloramientos localizados 5 km al este de la población de Villel. El perfil se realiza en la zona de cabecera del barranco de Juan Sastre, y termina en los afloramientos de la Formación Villar del Arzobispo próximos a la pista a Rubiales (fig. 7).

El límite entre las secuencias Kim.1 y Kim.2 se ha localizado sobre un tramo margoso con intercalaciones de niveles terrígenos, con frecuentes restos de fragmentos vegetales carbonosos, similar al observado en el perfil de El Cuervo (figs. 7 y 8). La secuencia Kim.2 está formada por una sucesión de calizas, margas y areniscas de 41 m de espesor, que se organizan en 4 secuencias de mayor orden (secuencias 1-4), limitadas por superficies de discontinuidad bien marcadas. Destaca la presencia de sendos niveles arrecifales hacia la parte media de las secuencias 2 y 4, que serían por tanto equivalentes a los dos niveles de pináculos arrecifales de Arroyo Cerezo. La secuencia 3 está muy cubierta, y es predominantemente terrígena hacia su parte superior. Al igual que en el perfil de Torre Baja, la evolución de facies y secuencias observada indica que la discontinuidad del límite entre las secuencias Kim.2 y Ti.1 se localiza unos metros por debajo del límite entre la Formación Torrecilla y la Formación Villar del Arzobispo. Se han podido estudiar los 22 m inferiores de la secuencia Ti.1, que están caracterizados por 5 parasecuencias (parasecuencias 20-24) predominantemente terrígenas, cada una de las cuales se inicia con un nivel carbonatado bioclástico de espesor variable.

## PERFIL DE RIODEVA

Los afloramientos de la Formación Villar del Arzobispo localizados en el entorno de la localidad de Riodeva son conocidos por la riqueza de restos de vertebrados del final del Jurásico (LUQUE *et al.*, 2005). El río de Riodeva, unos 2 km aguas arriba de la localidad de Riodeva, forma un angosto cañón al cortar las calizas estratificadas en bancos gruesos de la Formación Higuieruelas. En la desembocadura de este cañón se ha realizado este perfil, que tiene 98 m de espesor (fig. 7). Había sido descrito previamente por FEZER (1988), quien citó la primera aparición de *Anchispirocyclina lusitanica* en los niveles superiores de la Formación Higuieruelas. Este dato, corroborado en nuestro análisis, indica que el límite entre las Formaciones Higuieruelas y la Formación Villar del Arzobispo corresponde a la discontinuidad entre las secuencias Ti.1 y Ti.2, por lo que esta última formación queda fuera del marco estratigráfico estudiado.

El perfil se ha iniciado por encima de los niveles tabulares micríticos de la Formación Loriguilla, con la aparición de los primeros haces de capas estratocrecientes, correspondientes a los niveles basales de la secuencia Kim.2. Estos niveles se interpretan, por tanto, como equivalentes laterales en facies distales de la Formación Torrecilla. La parte superior de la secuencia Kim.2 (secuencias 3 y 4) contiene sucesivas parasecuencias estratocrecientes de espesor métrico, coronadas por bancos gruesos (figs. 7 y 9). La superficie de discontinuidad interpretada como el límite entre las secuencias Kim.2 y Ti.1 marca un importante cambio litológico en la sucesión que, tras un intervalo semicubierto de 2 m de espesor, pasa a estar dominada por bancos potentes, con frecuentes niveles oncolíticos. Dentro de la secuencia Ti.1 se han diferenciado tres secuencias de mayor orden (secuencias 5-7), que contienen sendos niveles arrecifales.

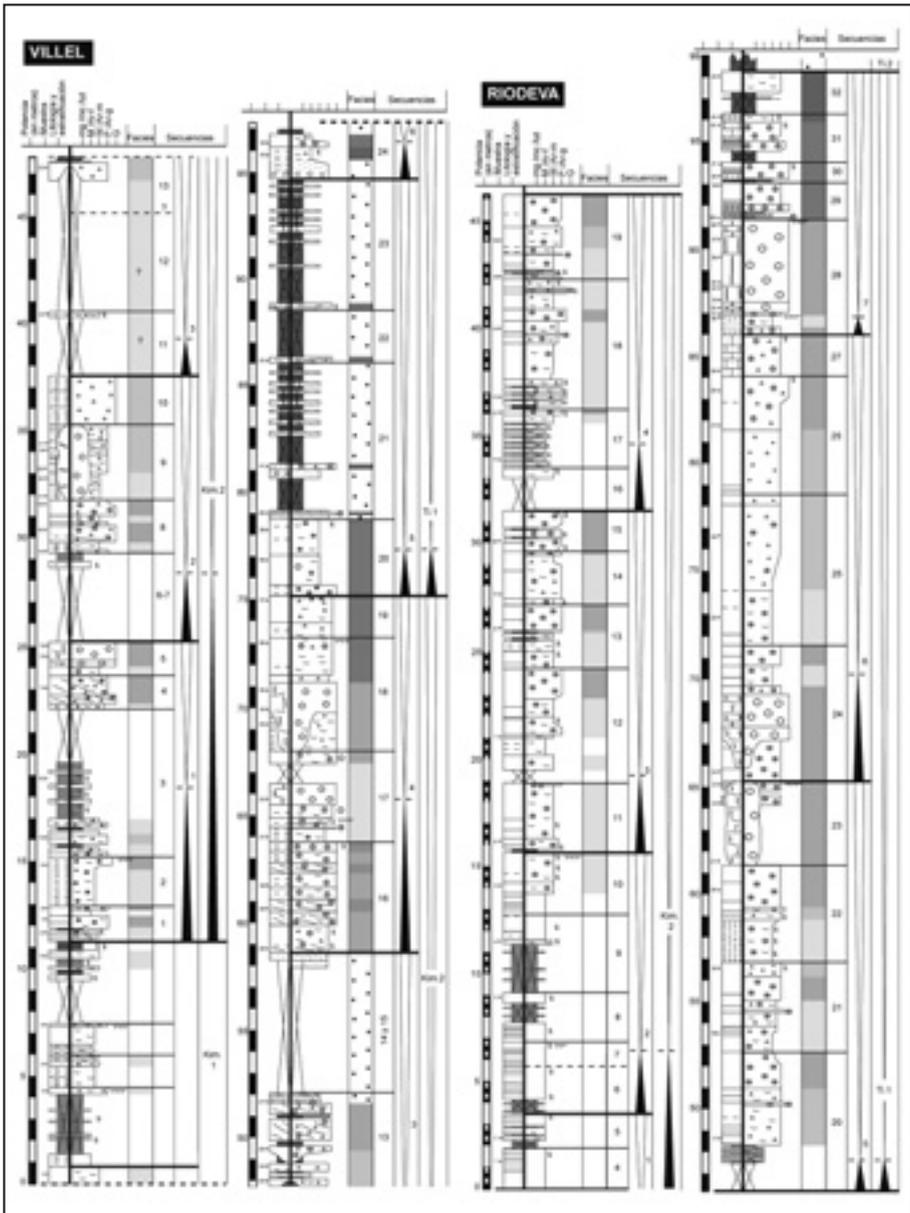


Fig. 7. Perfiles de Villeda y Riodeva.

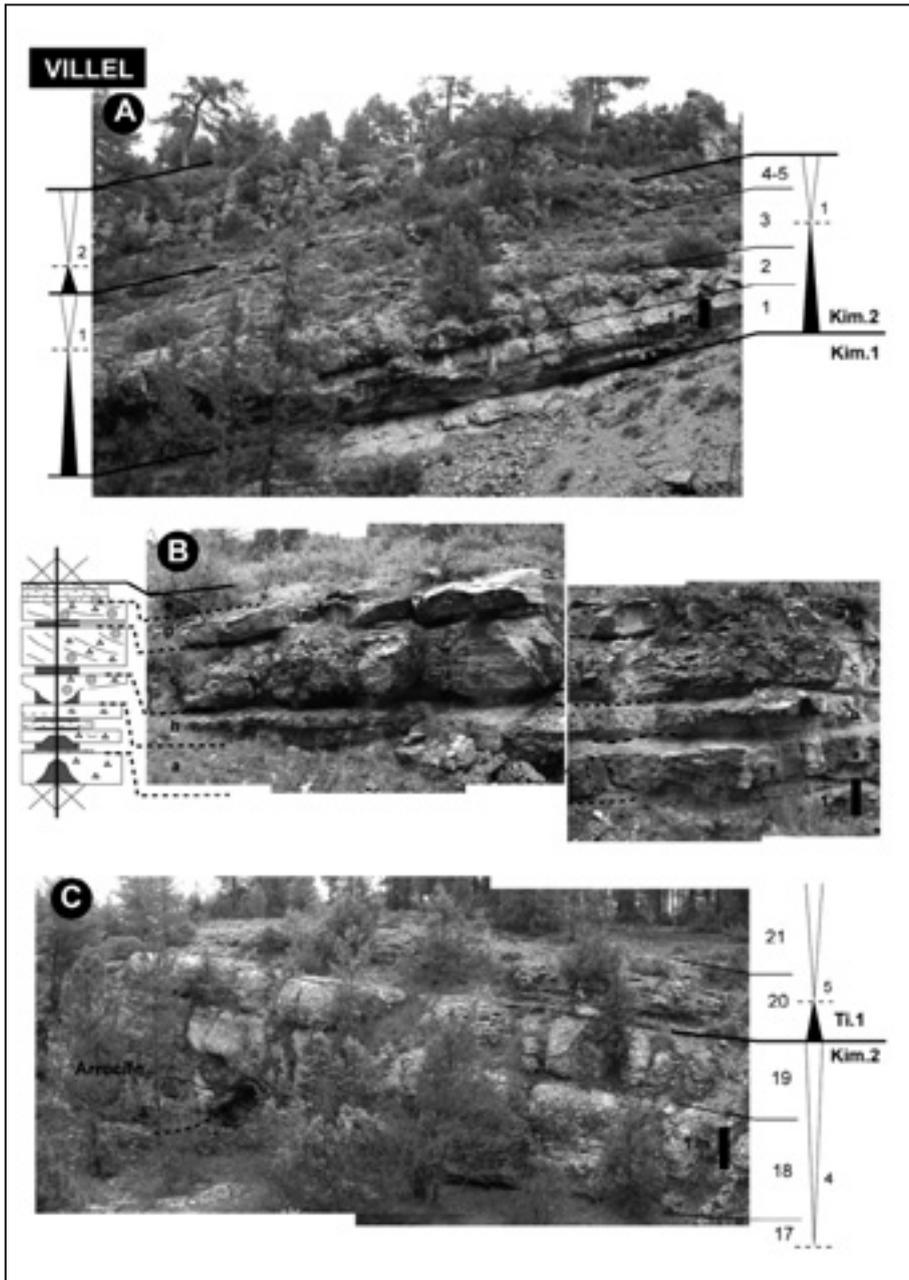


Fig. 8. Distribución de secuencias en el perfil de Vilel.

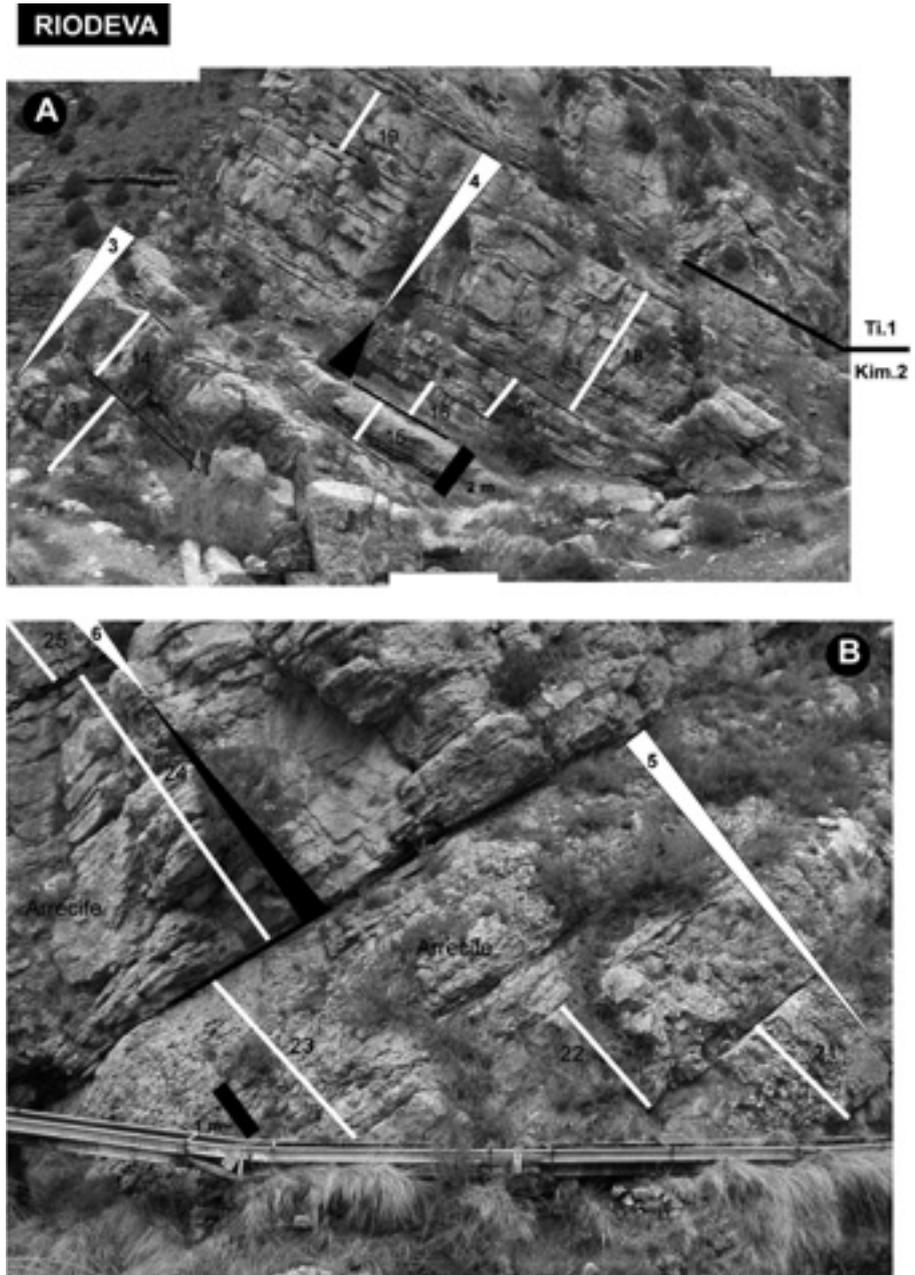


Fig. 9. Distribución de secuencias en el perfil de Rio deeva.

## DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE FACIES

Las unidades estudiadas son equivalentes, en su parte inferior, a las unidades que afloran en el entorno de Jabaloyas-Arroyo Cerezo. AURELL y BÄDENAS (2004) realizan un detallado análisis de facies en estas unidades, que incluye la reconstrucción paleoambiental de la plataforma y la definición de 7 facies carbonatadas. Estas representan sucesivos cinturones de facies, desde los dominios de rampa media localizada en torno al nivel de base de oleaje de mal tiempo (facies 1-2 de micritas con tempestitas) hasta los dominios más internos, con facies predominantemente bioclásticas y peloidales de *lagoon* protegido a restringido (facies 6-7). En relación con las zonas someras abiertas (facies 1 a 5) se desarrollaron pináculos y parches arrecifales de corales, chatétidos, estromatopóridos y algas con variable proporción de costras microbianas. En el presente análisis hemos seguido el esquema propuesto por AURELL y BÄDENAS (2004). A continuación hacemos una breve descripción e interpretación de estas facies.

Las facies 1 y 2 representan la sedimentación de fango carbonatado y granos acarreados por tormentas en las zonas someras abiertas de baja energía de la rampa media. Esta interpretación está basada en: la presencia de niveles de tempestitas (fundamentalmente bioclásticas), la variedad de restos bioclásticos (entre los que predominan los bivalvos, gasterópodos y lituólidos) y la abundante bioturbación (*Chondrites* y *Planolites*). La facies 1, relativamente más distal, está formada por *mudstones-wackestones* bioclásticos con margas y margocalizas intercaladas. La facies 2 muestra mayor proporción de granos resedimentados, dada su mayor cercanía a las zonas someras. En la proximidad de los crecimientos arrecifales estas facies muestran mayor proporción de clastos de metazoos así como intraclastos de costras microbianas.

Las facies 3, 4 y 5 constituyen facies someras abiertas de alta energía, con acumulación de granos carbonatados de diversa naturaleza (ooides, oncoides, peloides, bioclastos) formando bancos. Se trata de *shoals* y barras agitadas por el continuo oleaje y las corrientes (zona proximal de la rampa media y parte distal de la rampa interna). La presencia de texturas granosostenidas (*packstones-grainstones*), la variedad de bioclastos, el tipo de ooides y oncoides (de formas regulares y con láminas bien desarrolladas), así como la presencia de estratificación cruzada apoyan su interpretación como cinturones de facies de alta energía de la rampa. Al igual que ocurre en las facies 1 y 2, en estas facies son frecuentes los clastos de metazoos y los intraclastos de costras microbianas cuando se da la coexistencia con arrecifes. La facies 3 es predominantemente peloidal con variable proporción de bioclastos (en su mayoría de lituólidos, equinodermos, gasterópodos y bivalvos). En la facies 4 se reconoce mayor variedad de componentes que abarcan desde *rudstone* oncolíticos con fracción peloidal, oolítica y bioclástica, hasta *packstone-grainstone* peloidales-oolíticos con variables proporciones de bioclastos y oncoides. La facies 5 representaría el cinturón de facies de mayor energía, ya que está constituido por *grainstones* oolíticos bien clasificados.

Las facies 6 y 7 constituyen las facies someras protegidas (*lagoon*) de la rampa interna, desarrolladas tierra adentro de los cinturones de alta energía. Se caracterizan por una menor variedad de componentes fósiles o la presencia de determinados grupos (que reflejan mayor protección o res-

trición en la rampa) y una mayor influencia siliciclástica (presencia de calizas limosas). La facies 6 representaría sedimentos de *lagoon* relativamente protegido adosado a las zonas de los *shoals* de alta energía. Por este motivo se encuentran desde facies granosostenidas (*packstone-grainstone*) con variables proporciones de ooides, peloides y bioclastos (típicamente bivalvos, gasterópodos y algas solenoporáceas *Marinella*), que representarían la zona de *shoal* interno estabilizado; hasta, más tierra adentro, *wackestone* a *packstone* con oncoides irregulares de *Bacinella* que señalarían condiciones de menor energía. La facies 7 representaría las facies más restringidas de la rampa en la cercanía a las zonas emergidas. En ella predominan los *wackestone-packstone* altamente bioturbados, fundamentalmente bioclásticos y peloidales, formados por bioclastos micritizados de bivalvos, gasterópodos, miliólidos y lituólidos, junto con algas solenoporáceas y dasicladáceas.

## ANÁLISIS SECUENCIAL

La evolución vertical de las facies y el análisis de las superficies de discontinuidad han permitido definir una serie de secuencias y parasecuencias en los seis perfiles analizados. La correlación entre los perfiles que se muestra en las figuras 10 y 11 está basada en la suposición de que los límites entre las secuencias y parasecuencias definidos en cada uno de los perfiles analizados son isocronos a lo largo de todo el ámbito de la plataforma estudiada. Esta suposición está fundada en dos observaciones: 1) el número de secuencias y parasecuencias y su jerarquía en tres rangos bien diferenciados, que se mantienen de un perfil a otro; 2) el esquema de distribución de facies obtenido a partir de esta suposición, que es coherente con la relación de proximalidad-distalidad de los perfiles analizados (profundización progresiva de la plataforma hacia el este).

Hemos definido secuencias de tres órdenes de magnitud diferente, que se organizan en tres rangos bien jerarquizados. El rango de mayor duración o de menor orden (tercer orden, según EINSELE, 1992) corresponde a las secuencias Kim.2 y Ti.1. Se trata de secuencias de 1,7 y 1,5 Ma. de duración (escala temporal según GRADSTEIN *et al.*, 2004; ver fig. 2), limitadas por discontinuidades que se reconocen a escala de Cuenca Ibérica (AURELL *et al.*, 2003; IPAS *et al.*, 2006). En el sector de estudio se ha podido caracterizar con precisión el límite entre las secuencias Kim.2 y Ti.1, que implica el cambio brusco de la sedimentación de plataforma carbonatada a la sedimentación predominantemente siliciclástica (Formación Villar del Arzobispo) en el sector más proximal de Arroyo Cerezo-Hontanar-El Cuervo (fig. 10).

Dentro de las secuencias Kim.2 y Ti.1 se han diferenciado 4 y 3 secuencias de mayor orden, respectivamente. Por su espesor y duración, son secuencias asimilables a las secuencias de cuarto orden de EINSELE (1992) o a las secuencias de media escala (*medium-scale sequences*) de COLOMBIÉ y STRASSER (2005). Cada una de estas secuencias tiene un espesor que oscila entre 10 y 20 m. Las facies presentan una evolución vertical somerizante predominante, aunque siempre es posible definir un estadio inicial profundizante de amplitud variable, marcado por una retrogradación significativa de las facies sobre el límite de las secuencias (figs. 10 y 11).

Cada una de las 7 secuencias de media escala diferenciadas incluye lotes de 4 ó 5 parasecuencias. Se trata de las secuencias de mayor orden consideradas en este trabajo, que tienen espesores métri-

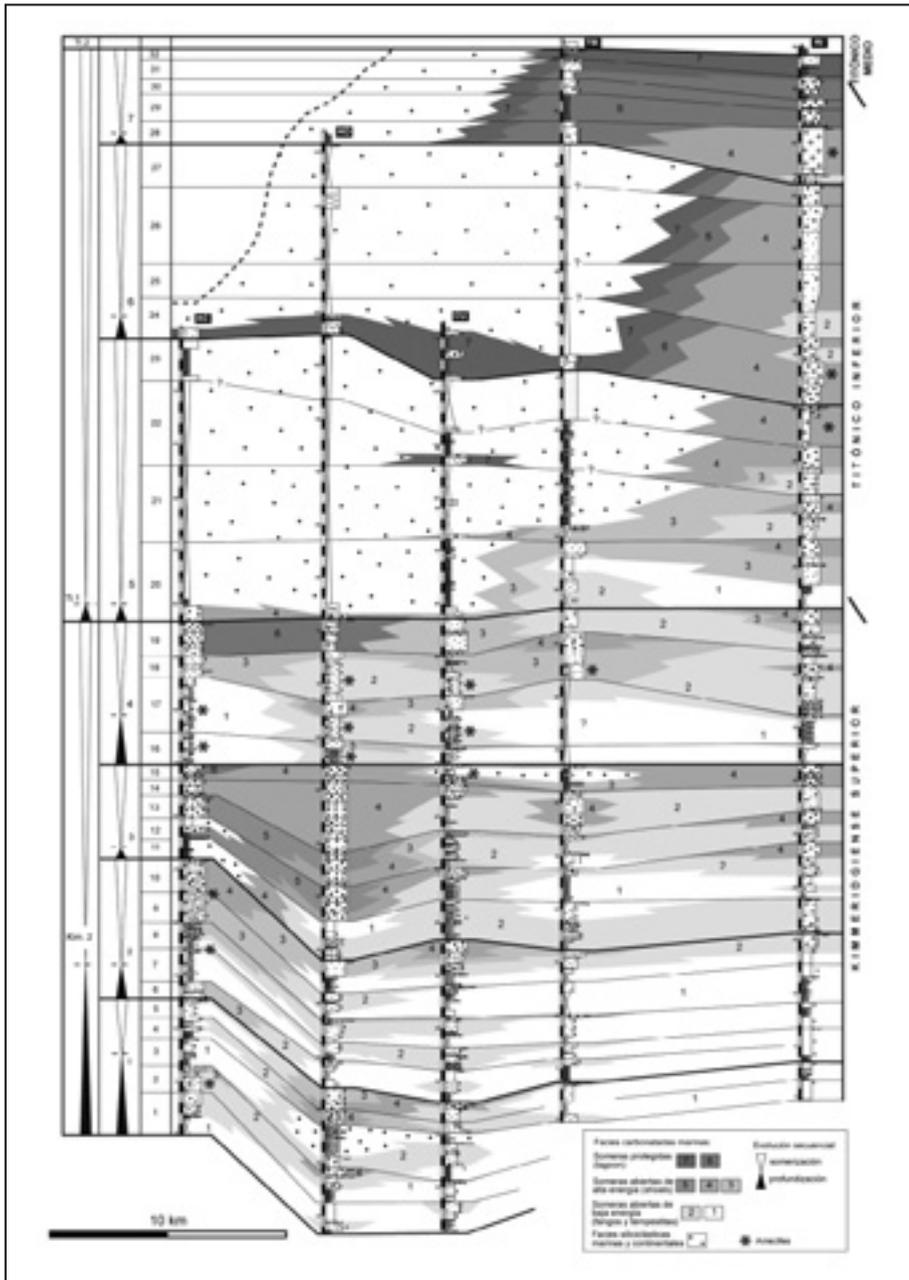


Fig. 10. Panel de correlación este-oeste (véase situación en la fig. 1).

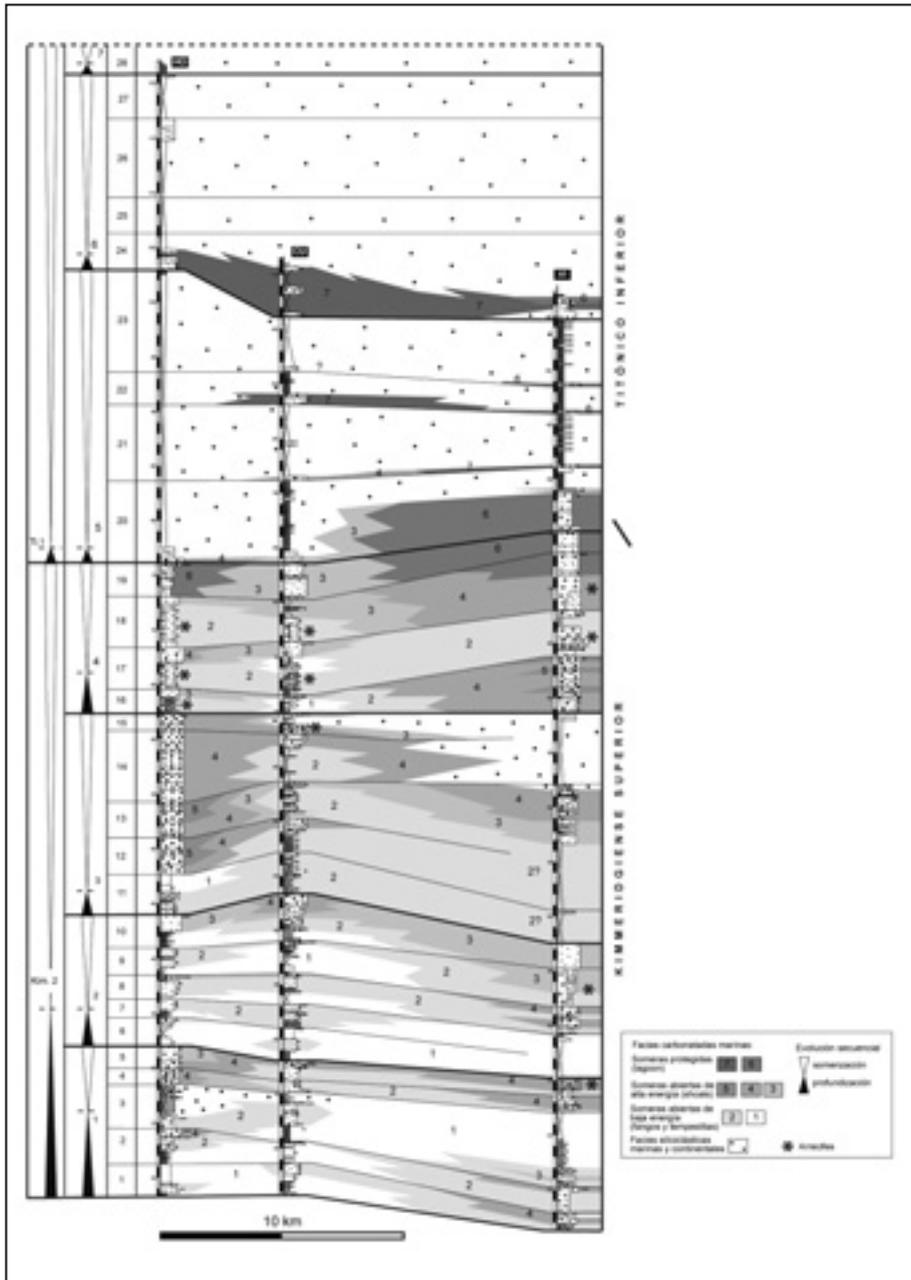


Fig. 11. Panel de correlación sur-norte (véase situación en la fig. 1).

cos (entre 2 y 4 m en la mayoría de los casos) y una evolución vertical en general estratocreciente y somerizante. Son equivalentes a las secuencias de quinto orden de EINSELE (1992) y a las secuencias de pequeña escala (*small-scale sequences*) de COLOMBIÉ y STRASSER (2005). Para diferenciarlas de las secuencias de media escala, hemos empleado el término parasecuencia (VAN WAGONER *et al.*, 1988), de modo similar a la terminología empleada en trabajos previos (BÁDENAS *et al.*, 2004). Las parasecuencias pueden incluir a su vez secuencias de espesores generalmente inferiores al metro de similar evolución vertical (secuencias elementales en STRASSER, 2007). Las secuencias elementales no han sido consideradas en este trabajo debido a que tienen una distribución irregular a lo largo de los perfiles analizados, y por tanto su potencial de correlación es limitado.

Como síntesis de la información presentada en los esquemas de correlación, describimos los aspectos más relevantes de las secuencias 1-7 de escala media:

La Secuencia 1 está formada por las parasecuencias 1-5. Tiene una evolución profundizante hasta la parte media de la parasecuencia 3, que representa el máximo de extensión lateral de las facies micríticas más distales (facies 1). Destaca el desarrollo de arrecifes en la parasecuencia 2 de Arroyo Cerezo y en Villel durante el estadio de profundización avanzada y el estadio regresivo final, respectivamente.

La Secuencia 2 ha podido ser caracterizada en todos los perfiles, con cinco parasecuencias (6-10) que presentan evoluciones somerizantes semejantes a lo largo de la plataforma (facies 2, 3 y 4 progradando sobre la facies 1). Su máximo transgresivo, localizado hacia la parte media de la secuencia, corresponde a la etapa de máximo desarrollo vertical de los pináculos arrecifales de Jabaloyas-Arroyo Cerezo-Villel (superficie S1 dentro de la secuencia C de AURELL y BÁDENAS, 2004), y se ha considerado también como el máximo transgresivo de la secuencia Kim.2. Este evento transgresivo se reconoce a escala de toda la Cuenca Ibérica y se produjo hacia la parte media del Kimmeridgiense superior (AURELL *et al.*, 2003).

La Secuencia 3 incluye las parasecuencias 11-15. Presenta diferencias significativas respecto a las anteriores, ya que las facies 1 más externas apenas están representadas hacia la parte inferior (parasecuencias 11 y 12). Hemos interpretado, por tanto, una breve etapa transgresiva, a la que sigue la rápida progradación de facies granosostenidas someras y de lagoon, con intercalación de niveles siliciclásticos. Destaca el reducido espesor en el perfil de Arroyo Cerezo, indicativo de cierta subsidencia diferencial en la plataforma a lo largo de este estadio de evolución. Es notable la gran extensión lateral de las facies granosostenidas someras 4 al final de esta secuencia (parasecuencia 15).

La Secuencia 4 está formada por las parasecuencias 16-19 y tiene una evolución profundizante-somerizante muy bien marcada. Su inicio supone un episodio importante de profundización de la plataforma, con crecimiento de pináculos arrecifales en los dominios proximales de Arroyo Cerezo-Tormón-Villel. Tras este estadio se produce una importante progradación de las facies, que culmina con la retirada de las facies de plataforma carbonatada hacia los dominios más orientales. La plataforma quedó expuesta en el sector más proximal, representado por los perfiles de Arroyo Cerezo, Hontanar y El Cuervo.

El inicio de la Secuencia 5 está caracterizado por una breve etapa transgresiva, que implica el registro de facies carbonatadas peloidales en todo el dominio de la plataforma estudiado. Estos niveles carbonatados se registran también de forma local (El Cuervo, Villed, Torrebaja) en niveles estratigráficos más altos (parasecuencias 21 y 22). En Riodeva existe un registro continuo en facies de plataforma carbonatada. Las parasecuencias 20 a 23 tienen un registro muy característico, con secuencias estratocrecientes que incluyen un nivel arrecifal en la parasecuencia 23.

La Secuencia 6 se inicia con un breve evento transgresivo, que implica la implantación de ambientes de plataforma carbonatada restringida en todo el sector estudiado (facies 6 y 7) y de ambientes de plataforma abierta (facies 4 y 2) en el perfil más distal de Riodeva (parasecuencia 24). Tras este episodio, se produce la rápida progradación de las facies terrígenas, y las facies de plataforma quedan restringidas al sector de Riodeva. Destaca el desarrollo de potentes bancos oncolíticos y peloidales en las parasecuencias 25 y 26.

La Secuencia 7 está tan sólo registrada en los perfiles de Torrebaja y Riodeva. Las parasecuencias 28-32 tienen un espesor reducido y predominan las facies 6 y 7 de ambientes restringidos, con intercalación de niveles siliciclásticos. Como en las secuencias anteriores, existen evidencias de una breve etapa transgresiva en el inicio de la secuencia, materializada por el registro de facies 2 de plataforma abierta y desarrollo de un potente nivel (hasta 4 m) de arrecifes de corales y costras microbianas en la parasecuencia 28 basal.

## DISCUSIÓN: ORIGEN DE LAS SECUENCIAS

Para discutir el origen de las secuencias y parasecuencias definidas en este trabajo, y su posible relación con algunos de los ciclos orbitales conocidos, es preciso conocer su duración media y su posible equivalencia con las secuencias definidas en trabajos previos, tanto en otros ámbitos de la Cuenca Ibérica como en otras cuencas alejadas entre sí. En la figura 12 se indica la edad y la duración de las secuencias Kim.2 y Ti.1 (1,7 y 1,5 Ma., respectivamente), calibrada con la escala temporal más reciente propuesta por GRADSTEIN *et al.* (2004).

Dentro de las secuencias Kim.2 y Ti.1, hemos distribuido las secuencias de escala media 1-7, suponiendo que tienen una duración constante (en torno a 0,4-0,5 Ma.). Esta distribución es coherente con los datos biostratigráficos disponibles, aunque existe una contradicción respecto a la edad de la secuencia 2 (equivalente a la secuencia C de AURELL y BÁDENAS, 2004). Según AURELL y BÁDENAS (2004), los pináculos arrecifales incluidos en esta secuencia se originaron en relación con el evento transgresivo de la parte final de la Biozona *eudoxus* (AURELL *et al.*, 2003). La escala temporal de HARDENBOL *et al.* (1998) es coherente con el desarrollo de la secuencia C al final de la Biozona *eudoxus*. No obstante, según GRADSTEIN *et al.* (2004), el límite entre las biozonas *eudoxus* y *beckeri* se localizaría en una posición estratigráfica más antigua, por lo que los pináculos de Jabaloyas-Arroyo Cerezo se habrían desarrollado durante la Biozona *beckeri*.

El registro sedimentario de la plataforma carbonatada Ibérica se organiza, en el intervalo estudiado del tránsito Kimmeridgense-Titónico, en 32 parasecuencias. Sus límites se reconocen en todos

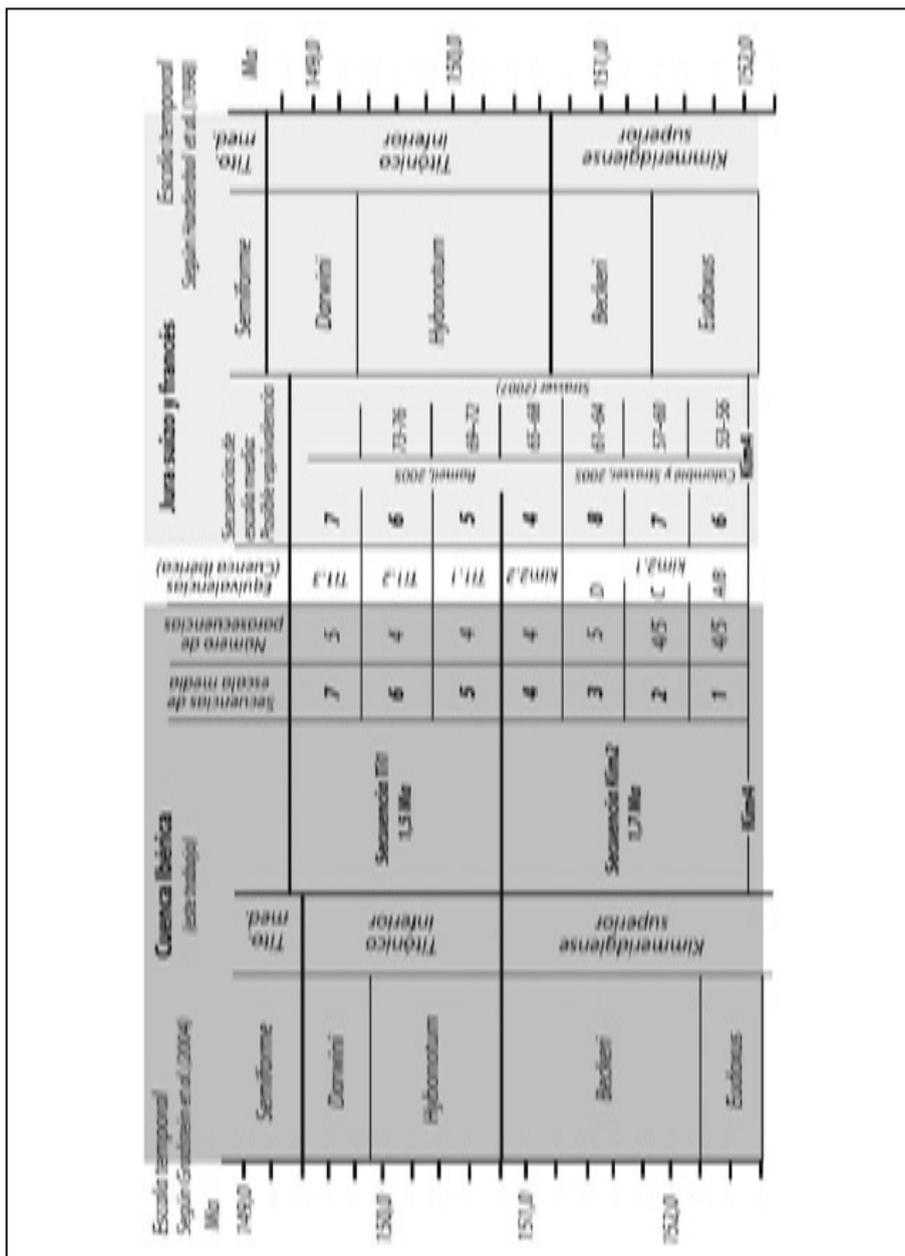


Fig. 12. Calibración temporal de las secuencias diferenciadas en este trabajo y correlación con las secuencias definidas en otros sectores de la Cuenca Ibérica y en el Jura suizo y francés.

los perfiles estudiados, excepto el límite entre las parasecuencias 4-5 (no se reconoce en Torrebaja) y el límite 6-7 (no se reconoce en Riodeva ni en Villel). Las evoluciones somerizantes y progradantes observadas en la mayor parte de las parasecuencias indican que su origen estuvo en relación con oscilaciones del nivel marino que afectaron a todo el ámbito de la plataforma estudiado, con una etapa inicial de profundización, seguida de una etapa de somerización, en la que la tasa de creación de espacio de acomodación fue menor que la tasa de producción de carbonato. Para reforzar su origen en relación con oscilaciones del nivel marino que afectaron a toda la plataforma, es interesante notar que no existen evidencias de actividad sintectónica en la plataforma, con fenómenos de subsidencia diferencial. A excepción de algunos casos, como la parasecuencia 14 en Arroyo Cerezo-El Hontanar (ver fig. 10), las distribuciones de espesores y facies observados indican que la subsidencia debió de ser bastante homogénea y regular a lo largo de todo el dominio estudiado.

Si suponemos una duración similar para cada una de las parasecuencias, podemos calibrar su rango temporal. Teniendo en cuenta la datación absoluta establecida por GRADSTEIN *et al.* (2004), el intervalo analizado (desde la base de la Biozona *eudoxus* hasta el inicio del Titónico medio) es de 3,2 millones de años (fig. 12). Esta duración se incrementa ligeramente (3,4 Ma.) si se utiliza la escala de HARDENBOL *et al.* (1998). Estos valores indican que la duración media de las 32 parasecuencias identificadas es de 0,1 Ma. De esta forma, los ciclos de oscilación marina que controlaron el origen de estas parasecuencias se pueden relacionar con cambios climáticos inducidos por el ciclo orbital de excentricidad de rango corto.

Como hemos indicado anteriormente, el rango temporal de las secuencias 1-7 oscila entre los 0,4 y 0,5 Ma., y éstas incluyen grupos de 4 ó 5 parasecuencias. Por tanto, las secuencias de escala media podrían haberse producido en relación con los ciclos orbitales de excentricidad de rango largo. Estas secuencias tienen una extensión al menos regional, ya que son equivalentes a las secuencias Kim2.1A/B, C, D y 2.2 definidas por AURELL y BÁDENAS (2004) en la Sierra de Albaracín, y a las secuencias Ti1.1, Ti1.2 y Ti1.3 reconocidas por IPAS *et al.* (2004, 2005) en la Cuenca Ibérica septentrional (fig. 12).

El registro en la sedimentación del ciclo orbital de la excentricidad ha sido citado en otros sectores de la Cuenca Ibérica y en otras cuencas del oeste de Europa. En la Cuenca Ibérica septentrional, se ha demostrado la influencia en la sedimentación de ciclos orbitales durante el Kimmeridgiense superior (BÁDENAS *et al.*, 2003) y el Titónico medio-Berriasiense inferior (BÁDENAS *et al.*, 2004). Son también de especial relevancia los análisis de cicloestratigrafía realizados en las sucesiones del Kimmeridgiense-Titónico del Jura suizo y francés, donde se han identificado secuencias de media y pequeña escala, relacionadas, respectivamente, con los ciclos de excentricidad de rango largo y corto (COLOMBIÉ y STRASSER, 2005; RAMEIL, 2005; STRASSER, 2007).

En la figura 12 proponemos una correlación entre las secuencias definidas en la plataforma del Jura suizo y francés y en este estudio. Se ha tomado como nivel de correlación inicial el límite de secuencia Kim4 de HARDENBOL *et al.* (1998), que se produjo en la parte inferior de la Biozona *eudoxus*. El número de secuencias de rango medio definidas en el presente estudio durante el Kimmeridgiense superior y el Titónico inferior (4 y 3, respectivamente) varía respecto a la platafor-

ma del Jura (3 y 4, respectivamente). Esta discrepancia puede explicarse por la dificultad de precisar el límite entre el Kimmeridgiense y el Titónico a partir de microfósiles en las facies de plataforma somera, donde no se registran ammonites. Además, existen discrepancias entre las escalas temporales utilizadas, en especial la duración del Titónico inferior varía en una y otra escala temporal (1,4 Ma. frente a 2 Ma.; ver fig. 12). Se requiere, por tanto, un trabajo de comparación entre ambas cuencas más preciso para confirmar la hipótesis de correlación propuesta.

## CONCLUSIÓN

El análisis de facies y de estratigrafía de alta resolución realizado en los afloramientos del Kimmeridgiense superior-Titónico inferior localizados al suroeste de la provincia de Teruel, en torno al límite con la provincia de Valencia (Rincón de Ademuz), es relevante para precisar determinados factores que controlaron la evolución sedimentaria de las plataformas desarrolladas al final del Jurásico en la Cuenca Ibérica.

A largo término, las facies de la plataforma se organizan en dos ciclos profundizantes-somerizantes, que corresponden a las secuencias Kim.2 y Ti.1 de tercer orden de 1,7 y 1,5 Ma. de duración, respectivamente (escala temporal de GRADSTEIN *et al.*, 2004). Estas secuencias se reconocen en todo el ámbito de la Cuenca Ibérica y su límite se localiza en torno al tránsito Kimmeridgiense-Titónico. Al igual que en la Cuenca Ibérica septentrional (sector de Ricla-Aguilón), este límite supone un importante desplazamiento hacia el este de los dominios de sedimentación de plataforma carbonatada y un incremento de los aportes siliciclásticos, que pueden estar relacionados con una aceleración de la actividad tectónica (AURELL *et al.*, 1994). Los máximos transgresivos de las secuencias Kim.2 y Ti.1, localizados hacia la parte media del Kimmeridgiense superior y la base del Titónico inferior, respectivamente, se reconocen a escala regional y pueden corresponder a eventos eustáticos de largo término (AURELL *et al.*, 2003).

La sedimentación en la plataforma se organiza en secuencias de mayor orden, con evoluciones de facies somerizantes o profundizantes-somerizantes de facies, limitadas por discontinuidades que tienen un registro progresivamente más marcado hacia los dominios de sedimentación somero. Los ciclos de ascenso-descenso del nivel del mar que originaron las secuencias de media escala y de pequeña escala definidas (7 secuencias y 32 parasecuencias), se han relacionado con ciclos eustáticos, inducidos por los cambios en la insolación derivados de los ciclos de excentricidad de la órbita terrestre de largo (0,4 Ma.) y corto término (0,1 Ma.), respectivamente. La correlación propuesta indica que los ciclos eustáticos de alta frecuencia deducidos por AURELL y BÁDENAS (2004) en la secuencia Kim.2, con ascensos del nivel del mar de hasta 10 m, deben corresponder a los ciclos de excentricidad de largo término (0,4 Ma.).

Los modelos de sedimentación reconstruidos indican la existencia de rampas carbonatadas, con facies granosostenidas y arrecifales en su zona somera, que pasan progresivamente hacia las zonas externas a niveles margosos y micríticos con niveles de tempestitas, estratificados en bancos progresivamente más delgados. En los dominios de sedimentación relativamente proximal de la

plataforma, a lo largo del intervalo analizado (Kimmeridgiense superior-Titónico inferior), se desarrollaron sucesivos niveles de arrecifes de corales y costras microbianas, con desarrollo preferente en torno a los máximos transgresivos de las secuencias de media escala.

La plataforma carbonatada se fue exponiendo en el transcurso de la regresión del final del Jurásico, de forma que el límite inferior de la Formación Villar del Arzobispo no es isocrono. De acuerdo con la correlación planteada y en coherencia con los datos micropaleontológicos disponibles se han podido realizar precisiones en torno a la edad de esta formación, que incluye yacimientos de dinosaurios en diversas localidades. En concreto, los datos aportados indican que la edad de la base de esta formación se sitúa en torno al límite Kimmeridgiense-Titónico en el sector más occidental (Arroyo Cerezo, El Hontanar, El Cuervo) y en el inicio del Titónico medio en Riodeva. En las zonas intermedias, representadas por el sector de Villed-Torrebaja, la sedimentación de la Formación Villar del Arzobispo se inició en la parte inferior del Titónico. Estos datos son relevantes para acotar la edad de los yacimientos de dinosaurios incluidos en la Formación Villar del Arzobispo.

## Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado con la ayuda concedida por el Instituto de Estudios Turolenses en su XXV Concurso de Ayudas a la Investigación de 2007. La Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis, los Proyectos Valdínotur CGL2006-13903 y CGL2005-07455-C0-03/BTE y el Gobierno de Aragón (Grupo Consolidado de Investigación "Reconstrucciones paleoambientales" y Grupo Emergente de Investigación E62) han contribuido también a su financiación.

## BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, A. y MAS, J.R. (1990), «El Jurásico superior en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria)», *Cuad. Geol. Ibérica*, 14, pp. 173-198.
- AURELL, M. y BÁDENAS, B. (1997), «The pinnacle refs of Jabaloyas (Late Kimmeridgian, Iberian basin): vertical zonation and associated facies related to sea level changes», *Cuad. Geol. Ibérica*, 22, pp. 37-64.
- (2004), «Facies and depositional sequence evolution controlled by high-frequency sea-level changes in a shallow-water carbonate ramp (late Kimmeridgian, NE Spain)», *Geological Magazine*, 141, pp. 717-733.
- AURELL, M.; MAS, R.; MELÉNDEZ, A. y SALAS, R. (1994), «El tránsito Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica: relación tectónica-sedimentación y evolución paleogeográfica», *Cuad. Geol. Ibérica*, 18, pp. 369-396.
- AURELL, M.; BÁDENAS, B.; BOSENCE, D.W.J. y WALTHAM, D.A. (1998), «Carbonate production and offshore transport on a Late Jurassic carbonate ramp (kimmeridgian, Iberian basin, NE Spain): evidence from outcrops and computer modeling», en V.P. WRIGHT y T.P. BURCHETTE (eds.), *Carbonate ramps*, Geological Society of London, Spec. Public., 149, pp. 137-161.
- AURELL, M.; MELÉNDEZ, G. y OLÓRIZ, F. (coords.) (2002), «Jurassic», en W. GIBBONS y T. MORENO (eds.), *The Geology of Spain*, Geol. Soc. of London, Spec. Public., pp. 213-253.
- AURELL, M.; ROBLES, S.; BÁDENAS, B.; QUESADA, S.; ROSALES, I.; MELÉNDEZ, G. y GARCÍA-RAMOS, J.C. (2003), «Transgressive/Regressive Cycles and Jurassic palaeogeography of NE Iberia», *Sediment. Geol.*, 162, pp. 239-271.

- BÁDENAS, B. (1999), *La sedimentación en las rampas carbonatadas del Kimmeridgiense en las cuencas del Este de la Placa Ibérica*, Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 256 pp.
- BÁDENAS, B. y AURELL, M. (1997), «El Kimmeridgiense de los Montes Universales (Teruel): distribución de facies y variaciones del nivel del mar», *Cuad. Geol. Ibérica*, 22, pp. 15-36.
- (2001), «Kimmeridgian palaeogeography and basin evolution of northeastern Iberia», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168, pp. 291-310.
  - (2003), «Análisis comparado y controles en la sedimentación de dos arrecifes de la zona media de una rampa carbonatada del Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica», *Rev. Soc. Geol. España*, 16, pp. 151-166.
- BÁDENAS, B.; AURELL, M.; RODRÍGUEZ TOVAR, F.J. y PARDO-IZUZQUIZA, E. (2003), «Sequence stratigraphy and bedding rhythms in an outer ramp limestone succession (Late Kimmeridgian, northeast Spain)», *Sedimentary Geology*, 161, pp. 153-174.
- BÁDENAS, B.; SALAS, R. y AURELL, M. (2004), «Three order of regional sea-level changes control facies and stacking patterns of shallow carbonates in the Maestrat Basin (Tithonian-Berriasian, NE Spain)», *Int. Journal of Earth Sciences*, 93, pp. 144-162.
- BAUMAGÄRTNER, M. y REYLE, M. (1995), «Oberjurassische Rampenentwicklung in the region von Jabaloyas und Arroyo Cerezo (Keltiberikum, Spanien)», *Profil*, 8, pp. 339-361.
- CANUDO, J.I.; AURELL, M.; BARCO, J.L.; CUENCA-BESCÓS, G. y RUIZ-OMENACA, J.I. (2005), «Los dinosaurios de la Formación Villar del Arzobispo (Titónico medio-Berriasiense inferior en Galve (Teruel)», *Geogaceta*, 38, pp. 39-42.
- COLOMBIÉ, C. y STRASSER, A. (2005), «Facies, cycles and controls on the evolution of a keep-up carbonate platform (Kimmeridgian, Swiss Jura)», *Sedimentology*, 52, pp. 1207-1228.
- EINSELE, G. (1992), *Sedimentary basins*, Springer-Verlag, Berlín, 627 pp.
- FEZER, R. (1988), «Die oberjurassische karbonatische Regressionsfazies im südwestlichen Keltiberikum zwischen Griegos und Aras de Alpuente (Prov. Teruel, Cuenca, Valencia, Spanien)», *Arb Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Stuttgart*, 84, pp. 1-119.
- GINER, J. y BARNOLAS, A. (1979), «Las construcciones arrecifales del Jurásico Superior de la Sierra de Albarracín», *Cuadernos de Geología Univ. Granada*, 10, pp. 73-82.
- GRADSTEIN, F.; OGG, J. y SMITH, A. (2004), *A Geologic time scale 2004*, Cambridge University Press, 589 pp.
- HARDENBOL, J.; THIERRY, J.; FARLEY, M.B.; JACQUIN, T.; DE GRACIANSKI, P.C. y VAIL, P.R. (1998), «Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins», en P.C. DE GRACIANSKI; J. HARDENBOL; T. JACQUIN y P.R. VAIL (eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, charts 1-8, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication n.º 60.
- IPAS, J.; AURELL, M. y BÁDENAS, B. (2004), «Ambientes sedimentarios y secuencias de la Fm. Higuieruelas (Jurásico Superior) en la Cordillera Ibérica Septentrional», *Geogaceta*, 35, pp. 7-10.
- (2005), «Las unidades del tránsito Jurásico-Cretácico del Maestrazgo Septentrional (NE de Teruel)», *Geogaceta*, 38, pp. 7-10.
- IPAS, J.; AURELL, M.; BÁDENAS, B.; CANUDO, J.I.; LIESA, C.; MAS, J.R. y SORIA, A.R. (2006), «Caracterización de la Formación Villar del Arzobispo al sur de Zaragoza (Titónico, Cordillera Ibérica)», *Geogaceta*, 41, pp. 111-114.
- LEINFELDER, R.; NOSE, M.; SCHMID, D. y WERNER, W. (1993), «Microbial crusts of the late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction», *Facies*, 29, pp. 195-230.

- LUQUE, L.; COBOS, A.; ROYO-TORRES, R.; ESPÍLEZ, E. y ALCALÁ, L. (2005), «Caracterización de los depósitos con dinosaurios de Riodeva (Teruel)», *Geogaceta*, 38, pp. 27-30.
- NOSE, M. (1995), «Vergleichende Faziesanalyse und Palökologie korallenreicher Verflachung-sabfolgen des Iberischen Oberjura», *Profil*, 8, pp. 1-237.
- RAMEIL, N. (2005), «Carbonate sedimentology, sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Tithonian of the Swiss and French Jura Mountains», *Geofocus*, 13, 246 pp.
- SALAS, R. y CASAS, A. (1993), «Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian Basin», *Tectonophysics*, 228, pp. 33-55.
- STRASSER, A. (2007), «Astronomical time scale for the Middle Oxfordian to Late Kimmeridgian in the Swiss and French Jura Mountains», *Swiss journal of Geosciences*, 100, pp. 407-429.
- VAN WAGONER, J.C.; POSSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S. y HARDENBOL, J. (1988), «An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions», *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publi.*, 42, pp. 39-45.

*Recibido el 11 de abril de 2008  
Aceptado el 17 de junio de 2008*



**FLORA Y VEGETACIÓN DEL CURSO ALTO DEL  
RÍO PALOMITA (PROVINCIA DE TERUEL)**



*Ricardo Pitarch García*



# FLORA Y VEGETACIÓN DEL CURSO ALTO DEL RÍO PALOMITA (PROVINCIA DE TERUEL)

*Ricardo Pitarch García\**

## RESUMEN

Con este artículo se pretende mostrar la importancia botánica del curso alto del río Palomita, entre las sierras Palomita y Carrascosa, en el sector nororiental de la Sierra de Gúdar (Teruel).

La buena conservación de este tramo lo hacen poseedor de una riqueza florística que merece ser preservada y conservada. Se presenta el catálogo florístico con las especies vegetales instaladas en el río y sus alrededores, entre las cuales figuran unas cuantas consideradas muy raras o raras en la provincia de Teruel.

Del estudio fitosociológico se citan aquellas asociaciones y unidades de rango superior presentes en la zona, así como las especies que pertenecen a cada sintaxón; también se establece el esquema sintaxonómico de la vegetación del área estudiada.

Se definen brevemente las características geológicas, topográficas, corológicas y climatológicas que configuran dicha vegetación.

**Palabras clave:** río Palomita, flora, botánica, Sierra de Gúdar, provincia de Teruel, vegetación.

\* RIPIGA@hotmail.com

## ABSTRACT

*The flora and vegetation at the high course of Palomita river (Province of Teruel).*

It is hoped that this article will show the botanical importance in the high course of Palomita river, between Palomita and Carrascosa mountains, in the northeast of Gúdar range (Teruel).

The good conservation of this stretch, which has made the course of the river the owner of such floral richness, deserves to be preserved and conserved. It is also shown the floral catalogue with the vegetable species settled in the river and around it, amongst them there are a few ones considered just strange or highly strange in the province of Teruel.

Those associations and units of higher level present at the area as well as the species that belong to each syntaxon have been quoted from the phytosociological study. Furthermore, the syntaxonomic outline of the vegetation in the studied area has been established as well.

The geological, topological, chorological and climatological features which give shape to this vegetation are defined briefly.

**Key words:** Palomita river, flora, botany, Sierra de Gúdar, province of Teruel, vegetation.

## INTRODUCCIÓN

El río Palomita se inicia en el término municipal de Cantavieja, pero enseguida pasa a tierras del término de Tronchón. Dos kilómetros después sus aguas ya discurren por el término de Villarluego y más tarde se unirán al río Cañada en las proximidades de Villarluego.

El hombre utilizó sus aguas canalizándolas mediante acequias para mover molinos hidráulicos de cereales. Actualmente el municipio de Tronchón recoge una parte de sus aguas para abastecimiento de la población.

Se puede acceder a la zona desde Cantavieja, subiendo al puerto de Cuarto Pelado y desde allí por la pista rural que va a Casas de Palomita; también desde Villarluego en dirección a La Cañada de Benatanduz, cogiendo el desvío a la izquierda que nos lleva a Casas de Palomita.

## MARCO GEOGRÁFICO

El río Palomita se encuentra en la zona oriental del Sistema Ibérico, en el sector nororiental de la Sierra de Gúdar, entre las sierras Palomita y Carrascosa, ambas paralelas y de dirección NE-SO. Discurre más o menos perpendicular a estas sierras, en dirección SE-NO y tiene su origen en la confluencia de tres barrancos de la vertiente norte de la muela Monchén, recogiendo las primeras aguas a más de 1.700 m de altitud. En sus inicios posee una fuerte pendiente pero ésta disminuye bruscamente después de sus primeros 1.500 m de recorrido.

Se ha estudiado la cuenca alta del río Palomita hasta que abandona el desfiladero por donde circula después de la masía Agua la Villa. Este tramo tiene una longitud aproximada de 10 kilómetros; su altitud máxima está alrededor de los 1.750 m y la mínima a unos 1.200 m s.n.m.

El enclave considerado como nacimiento del río Palomita se encuentra en el término de Cantavieja, pero atravesando el extremo SO del término municipal de Tronchón llega pronto al término de Villarluengo, por donde transcurrirán sus aguas hasta ser cedidas junto a las del río Cañada al río Guadalope, afluente del Ebro.



Fig. 1. Situación de Aragón en la Península Ibérica y del río Palomita en la provincia de Teruel.



Fig. 2. Situación del curso alto del río Palomita con los términos municipales de sus alrededores.

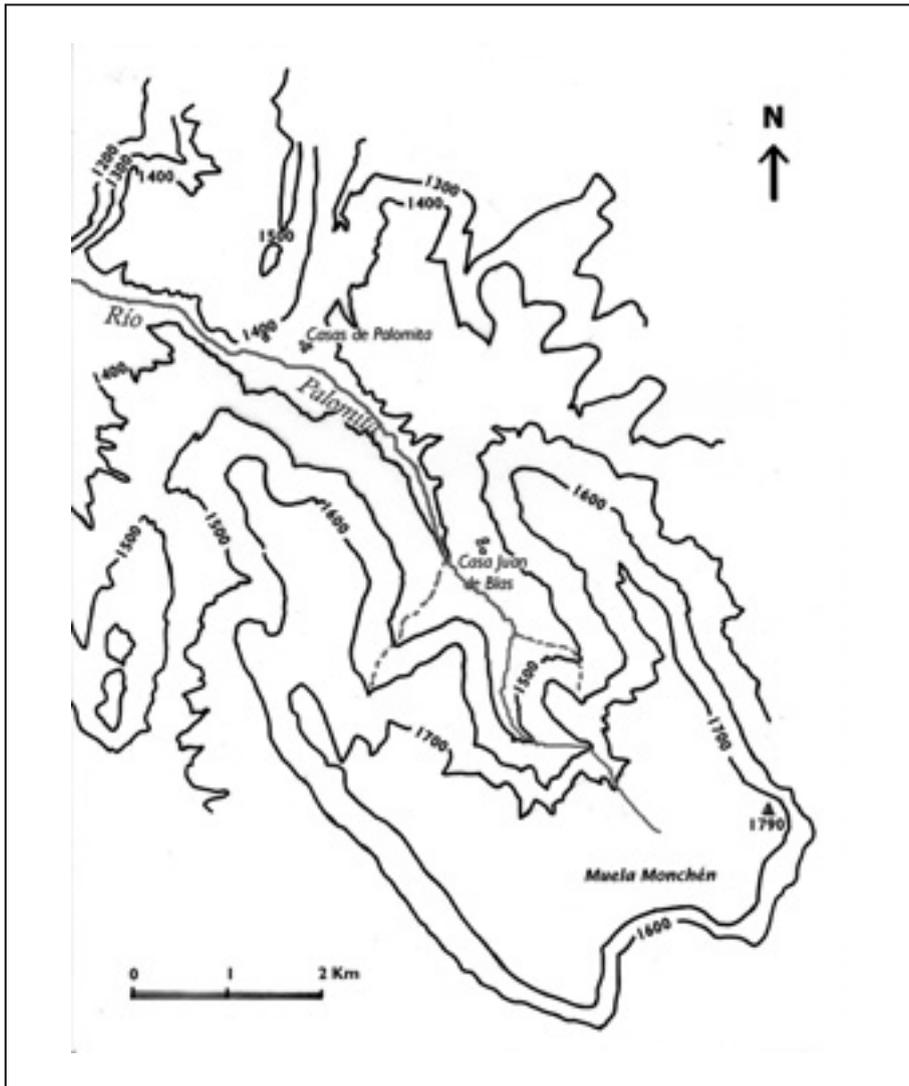


Fig. 3. Mapa topográfico de la cuenca alta del río Palomita.

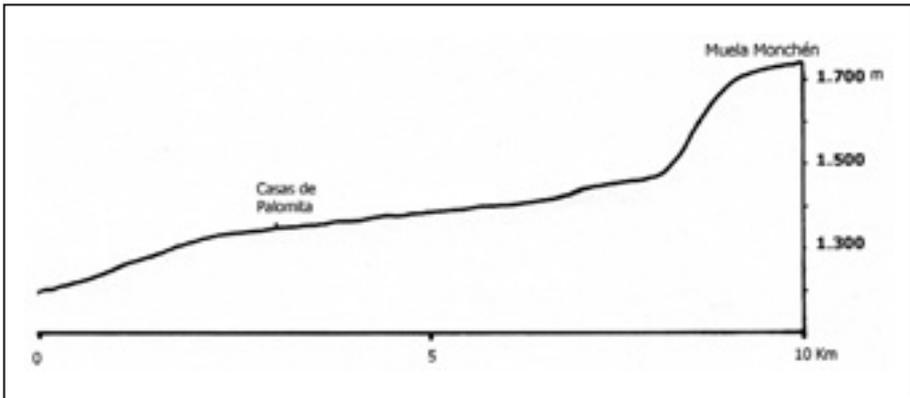


Fig. 4. Perfil topográfico longitudinal de la cuenca alta del río Palomita.



Fig. 5. Río Palomita, desde la muela Monchén.



Fig. 6. Río Palomita a su paso por la Torreta.

## MARCO GEOLÓGICO

El área estudiada del río Palomita pertenece a la cuenca cretácica del Maestrazgo central, con un estilo tectónico determinado por el gran espesor de los sedimentos. Se encuentra todavía dentro de la zona central subtabular que denominó CANEROT (1974), aunque está próxima a la zona septentrional plegada de Villarluengo. Esta zona subtabular se caracteriza por la presencia de anticlinales y sinclinales de gran radio que dan lugar a estructuras geomorfológicas típicamente tabulares que dominan el relieve (muelas de Monchén y Mujer, etc.).

El río atraviesa perpendicularmente el sinclinal que desde Pinarueco se extiende hasta la muela Mujer; este sinclinal al sur de Pinarueco tiene forma de "V" muy aguda y hacia el N cambia de dirección, la "V" se va abriendo cada vez más, hasta llegar a ser prácticamente horizontal en la muela Mujer. Antes el río atraviesa el anticlinal con sentido de buzamiento axial que transcurre paralelamente al sinclinal mencionado, en dirección casi N-S. Este tramo de río, que va desde la masía Agua la Villa hasta unos 2'5 km aguas abajo, transcurre encajado, formando una estrecha garganta que provoca una discontinuidad en los materiales calizos y calcomargosos del Senoniense.

Los niveles geológicos representados en el área estudiada abarcan desde el Cretácico inferior hasta el superior.

## CRETÁCICO INFERIOR

### Aptiense

Se manifiesta en el tramo de río que va desde Casas de Palomita, la Giganta y la Torreta, donde afloran calizas, margocalizas y margas pertenecientes al Gargasiense. La barra caliza es rica en toucasias.

### Albiense

Es visible en el tramo superior del río, desde la Torreta hasta unos 1.500 m antes del nacimiento del río, situándose en él las masías San Juan de Blas, masía de Gruñón y casa Ayora. Es la facies Utrillas, formada por areniscas, arenas y arcillas versicolores. Las arenas muestran estructuras entrecruzadas. La cementación es variable tanto en sentido horizontal como vertical y el cemento utilizado es carbonatado. Su potencia es máxima en esta zona, próxima a 140 m.

## CRETÁCICO SUPERIOR

El cretácico superior aflora en las partes más elevadas, muela Monchén y muela Mujer.

### Cenomaniense

Se reconoce en el cauce del río, desde la masía Agua la Villa hasta unos dos kilómetros aguas abajo. Se trata de un paquete de calizas bien estratificado, de color beige, existiendo niveles margosos. La potencia de las calizas está alrededor de 30-35 m. Sobre las calizas anteriores se dispone un paquete de dolomías que quedan con la denominación Cenomaniense-Senoniense y su potencia observable está próxima a los 50 m. También aparecen poco después de donde se considera el nacimiento del río Palomita.

### Senoniense

Se manifiesta en la muela Monchén, en la zona del nacimiento del río Palomita y en la parte alta del tramo encajado del río, después de la masía Agua la Villa. Está formado por calizas que se superponen a las dolomías anteriores y que llevan intercalados niveles margosos, con charáceas, gasterópodos y niveles ricos en radiolíticos en la base. Las calizas suelen aparecer con cantos negros.

## CLIMATOLOGÍA

El clima, junto con otros muchos factores, es un condicionante respecto al tipo de flora y las clases de vegetación que encontramos en un determinado lugar, constituyendo uno de los factores abióticos más importantes a tener presente en un estudio biológico.

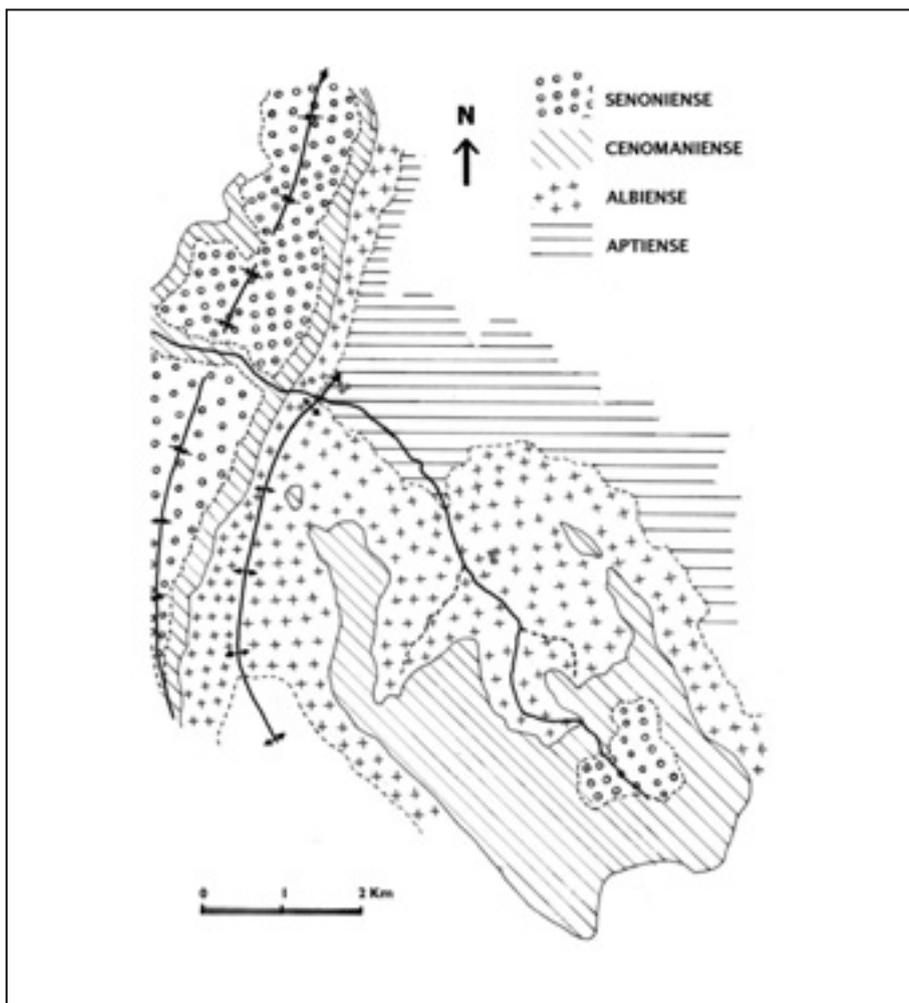


Fig. 7. Mapa geológico de la zona estudiada y sus alrededores. Confeccionado a partir del Mapa Geológico escala 1:50.000, Hoja nº 544 del Instituto Geológico Minero de España.

El clima viene determinado por una serie de factores como son la circulación atmosférica, la altitud, la proximidad al mar, sus coordenadas de longitud y latitud, la orientación N-S, etc.

Aquí disponemos de los datos de precipitaciones y temperaturas de tres estaciones meteorológicas muy próximas al área estudiada, con altitudes un poco inferiores al curso alto del río (datos facilitados por el CMT de Aragón, La Rioja y Navarra, de la Agencia Estatal de Meteorología).

	Nº AÑOS TEMPERATURAS	Nº AÑOS PRECIPITACIONES
Villarluengo	1992-2004 (entre 9 y 13 años)	1990-2004 (entre 12 y 15 años)
Aliaga	1954-1980 y 1991-2004 (entre 37 y 40 años)	1954-1981 y 1989-2004 (entre 40 y 42 años)
Villarroya de los Pinares	1990-2004 (entre 14 y 15 años)	1990-2004 (15 años)

Datos de temperaturas en grados centígrados y precipitaciones en l/m<sup>2</sup>.

VILLARLUENGO Altitud: 1.100 m													
	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
Tmáx.	7,3	9,0	11,6	13,0	17,8	23,6	27,1	26,8	21,2	15,9	10,4	7,8	16
Tmín.	1,8	1,7	3,9	5,1	8,8	12,5	14,9	15,4	11,5	8,3	4,3	2,2	7,5
Tm	4,6	5,4	7,8	9,1	13,3	18,1	21,0	21,1	16,4	12,1	7,4	5,0	11,8
Precip.	23,7	19,3	34,6	51,1	68,1	47,5	33,9	46,0	42,6	50,3	21,5	31,8	470,3

ALIAGA Altitud: 1.115 m													
	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
Tmáx.	6,5	7,9	11,0	12,7	17,3	22,0	26,7	26,6	22,0	15,9	9,6	6,9	15,4
Tmín.	-3,3	-2,9	-1,3	0,6	4,5	7,8	10,6	10,8	7,8	3,9	-0,4	-2,3	3,0
Tm	1,6	2,5	4,9	6,7	10,9	14,9	18,7	18,7	14,9	9,9	4,6	2,3	9,2
Precip.	22,3	19,5	28,0	40,4	67,8	55,1	35,4	44,3	47,2	44,6	30,8	33,4	468,9

VILLARROYA DE LOS PINARES Altitud: 1.320 m													
	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
Tmáx.	7,9	10,1	13,0	13,7	18,0	23,6	28,0	27,9	22,3	16,2	10,9	8,0	16,6
Tmín.	-4,8	-4,3	-2,4	-0,8	3,6	7,0	9,2	9,7	6,0	3,0	-1,6	-3,9	1,7
Tm	1,6	2,9	5,3	6,5	10,8	15,3	18,6	18,8	14,1	9,6	4,7	2,1	9,2
Precip.	26,3	22,1	30,7	45,0	78,8	50,2	39,1	51,2	48,6	54,9	30,0	35,7	512,5

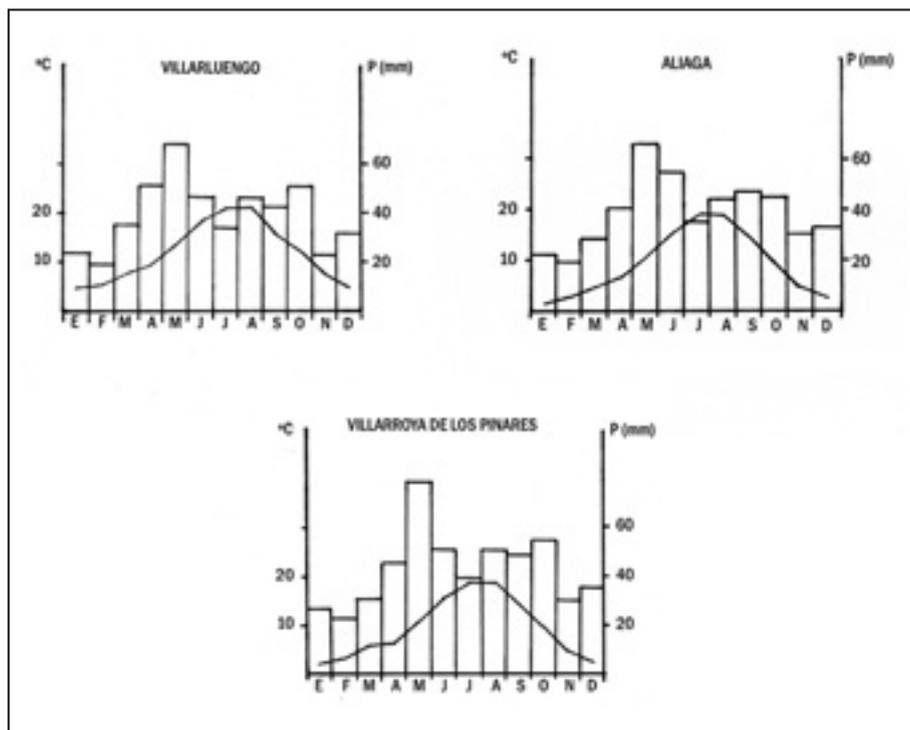


Fig. 8. Diagramas de GAUSSEN de las tres estaciones.

Los máximos pluviométricos se dan en primavera y en segundo lugar en otoño, siendo el invierno la estación más seca. A partir de los diagramas ombrotérmicos de Gausse deducimos que la sequía estival es despreciable, sólo existe en Villarluengo y Aliaga en el mes de julio.

En los 15 años con datos meteorológicos en Villarroya figura una media anual de 108 días con escarcha. Durante el invierno no resulta difícil encontrarse con nevadas. En la estación de Villarroya figuran datos de una media de 10 días al año con el suelo cubierto de nieve y en la cabecera del río (cumbre de la muela Monchén), este número de días se incrementa notablemente.

Los meses con heladas seguras en las estaciones de Villarroya y Aliaga son octubre, noviembre, diciembre, enero, febrero, marzo, abril y mayo. En algunos años aparecen las primeras heladas con la entrada del otoño (finales de septiembre) y las últimas en los primeros días de junio. En Villarluengo los meses con heladas son noviembre, diciembre, enero, febrero, marzo, abril y mayo. Este clima frío retrasa la primavera floral. Se considera que en aquellos meses en que la temperatura media mensual es inferior a 7,5° C el frío limita el desarrollo de la actividad vegetal, quedando excluidos de ésta los meses de noviembre, diciembre, enero, febrero, marzo y abril.

## SITUACIÓN COROLÓGICA, PISO BIOCLIMÁTICO Y OMBROCLIMA

El curso alto del río Palomita se encuentra corológicamente en la región mediterránea, subregión mediterráneo occidental y superprovincia mediterráneo-iberolevantina, siguiendo la sectorización de RIVAS MARTÍNEZ (1987); pertenece a la provincia castellano-maestrazgo-manchea, sector maestracense, según corroboran determinados elementos florísticos y sintaxonómicos.

La parte alta de la muela Monchén corresponde al piso bioclimático oromediterráneo inferior, pero la mayor parte del curso alto del río transcurre por el piso supramediterráneo. A lo largo de los diez primeros kilómetros de su recorrido, el río va descendiendo por los horizontes superior, medio e inferior del piso supramediterráneo.

Las precipitaciones anuales no llegan en ninguna de las tres estaciones meteorológicas a los 600 l/m<sup>2</sup> anuales, sin embargo, basándonos en la flora encontrada, la presencia de *Buxus sempervirens*, los pastizales del *Euphrasio-Plantagnetum mediae* y del *Galio-Arrhenatheretum elatii* nos permiten afirmar que el tramo estudiado puede incluirse sin duda dentro del ombroclima subhúmedo.

## FLORA

La flora del río Palomita se mantiene especialmente bien conservada en su tramo más alto, desde la Giganta aproximadamente hasta su nacimiento.

Se ha estudiado una franja lineal que sigue el curso del río, de unos 7 m de anchura por cada margen; zona donde se instalan las plantas que en mayor o menor medida están influenciadas por la presencia del agua que modifica el contenido hídrico del suelo.

Se han determinado las especies propias de suelos húmedos o anegados (helofíticas), instaladas en el propio río y también las que pertenecen a pastos y prados húmedos vivaces, desarrolladas sobre suelos profundos y húmedos, con un gradiente más o menos alto de humedad edáfica. También aparecen algunas especies procedentes de los pastizales vivaces mesoxerófilos que se encuentran a su alrededor, así como de los matorrales que alternan con los pastizales e incluso procedentes de los bosques de coníferas de la cabecera del río, de los bosques riparios y de los quejigares ya extintos.

Para la determinación taxonómica de las plantas se han utilizado básicamente: *Flora Ibérica* de Castroviejo *et al.*, *Flora dels Països Catalans* de Bolòs y Vigo, las *Claves para la Flora Valenciana* de Mateo y Crespo y las *Claves para la flora de la provincia de Teruel* de Mateo.

Las especies encontradas son las siguientes<sup>1</sup>:

1 Después de cada especie y la familia a la que pertenece, figura la abreviatura según su abundancia en la provincia de Teruel (MATEO, 1992): RR-muy rara, R-rara, M-abundancia media, C-común, frecuente, CC-muy abundante, nc-no consta.

ESPECIE	FAMILIA	ABUNDANCIA
<i>Achillea millefolium</i> L. subsp. <i>millefolium</i>	COMPOSITAE	M
<i>Aconitum napellus</i> L. subsp. <i>vulgare</i> Rouy & Fouc.	RANUNCULACEAE	RR
<i>Agrimonia eupatoria</i> L.	ROSACEAE	C
<i>Alliaria petiolata</i> (Bieb.) Cavara & Grande	CRUCIFERAE	M
<i>Anthyllis vulneraria</i> L. subsp. <i>forondae</i> (Senn.) Cullen	LEGUMINOSAE	C
<i>Apium nodiflorum</i> (L.) Lag. subsp. <i>nodiflorum</i>	UMBELLIFERAE	C
<i>Aquilegia vulgaris</i> L. subsp. <i>vulgaris</i>	RANUNCULACEAE	M
<i>Astragalus austriacus</i> Jacq.	LEGUMINOSAE	M
<i>Astrantia major</i> L.	UMBELLIFERAE	RR
<i>Bellis perennis</i> L.	COMPOSITAE	C
<i>Berberis vulgaris</i> L. subsp. <i>seroi</i> O. Bolòs & J. Vigo	BERBERIDACEAE	M
<i>Blackstonia perfoliata</i> (L.) Hudson subsp. <i>perfoliata</i>	GENTIANACEAE	M
<i>Brachypodium sylvaticum</i> (Hudson) Beauv.	GRAMINEAE	M
<i>Briza media</i> L.	GRAMINEAE	M
<i>Bryonia cretica</i> L. subsp. <i>dioica</i> (Jacq.) Tutin	CUCURBITACEAE	C
<i>Buxus sempervirens</i> L.	BUXACEAE	R
<i>Campanula glomerata</i> L.	CAMPANULACEAE	M
<i>Campanula trachelium</i> L.	CAMPANULACEAE	R
<i>Carduncellus monspeliensis</i> All.	COMPOSITAE	C
<i>Carex flacca</i> Schreber subsp. <i>flacca</i>	CYPERACEAE	R
<i>Carex hirta</i> L.	CYPERACEAE	M
<i>Carex lepidocarpa</i> Tausch.	CYPERACEAE	nc
<i>Carex mairii</i> Coss. & Germ.	CYPERACEAE	M
<i>Carex paniculata</i> L. subsp. <i>paniculata</i>	CYPERACEAE	R
<i>Catananche caerulea</i> L.	COMPOSITAE	M
<i>Centaurea vinyalsii</i> Sennen subsp. <i>approximata</i>	COMPOSITAE	R
<i>Cirsium acaule</i> (L.) Scop.	COMPOSITAE	M
<i>Cirsium pyrenaicum</i> (Jacq.) All.	COMPOSITAE	C
<i>Clematis vitalba</i> L.	RANUNCULACEAE	M
<i>Corylus avellana</i> L.	BETULACEAE	R
<i>Crataegus monogyna</i> Jacq.	ROSACEAE	C
<i>Cruciata glabra</i> (L.) Ehrend.	RUBIACEAE	M
<i>Dactylorhiza elata</i> (Poir.) Soó	ORCHIDIACEAE	M
<i>Dactylorhiza maculata</i> (L.) Soó	ORCHIDIACEAE	R
<i>Daucus carota</i> L. subsp. <i>carota</i>	UMBELLIFERAE	CC
<i>Dipsacus fullonum</i> L.	DIPSACACEAE	M
<i>Echinops sphaerocephalus</i> L.	COMPOSITAE	R
<i>Elymus pungens</i> (Pers.) Melderis subsp. <i>campestris</i> (Gren. & Godr.) Melderis	GRAMINEAE	R

<i>Epilobium hirsutum</i> L.	ONAGRACEAE	C
<i>Epilobium parviflorum</i> Schreb.	ONAGRACEAE	M
<i>Epipactis palustris</i> (L.) Crantz	ORCHIDACEAE	R
<i>Equisetum arvense</i> L.	EQUISETACEAE	C
<i>Equisetum hyemale</i> L.	EQUISETACEAE	RR
<i>Equisetum palustre</i> L.	EQUISETACEAE	M
<i>Erigeron acer</i> L.	COMPOSITAE	M
<i>Eriophorum latifolium</i> Hoppe	CYPERACEAE	R
<i>Eryngium campestre</i> L.	UMBELLIFERAE	CC
<i>Festuca arundinacea</i> Schreb. subsp. <i>fenas</i> (Lag.) Arcangeli	GRAMINEAE	M
<i>Fragaria vesca</i> L.	ROSACEAE	R
<i>Galium lucidum</i> All.	RUBIACEAE	C
<i>Galium pumilum</i> Murray subsp. <i>pinetorum</i> (Ehrend.) Vigo	RUBIACEAE	R
<i>Galium verum</i> L.	RUBIACEAE	C
<i>Gentiana cruciata</i> L. subsp. <i>cruciata</i>	GENTIANACEAE	R
<i>Geranium pyrenaicum</i> Buró.	GERANIACEAE	M
<i>Geranium robertianum</i> L.	GERANIACEAE	M
<i>Geum rivale</i> L.	ROSACEAE	R
<i>Gymnadenia odoratissima</i> (L.) Rich. subsp. <i>longicalcarata</i>	ORCHIDIACEAE	R
<i>Helianthemum nummularium</i> (L.) Millar	CISTACEAE	M
<i>Heracleum sphondylium</i> L. subsp. <i>montanum</i> (Schreb. ex Gaudin) Briq	UMBELLIFERAE	M
<i>Holcus lanatus</i> L.	GRAMINEAE	M
<i>Hypericum hirsutum</i> L.	GUTTIFERAE	R
<i>Hypericum perforatum</i> L.	GUTTIFERAE	C
<i>Hypericum tetrapterum</i> Fr.	GUTTIFERAE	M
<i>Juglans regia</i> L.	JUGLANDACEAE	M
<i>Juncus articulatus</i> L.	JUNCACEAE	C
<i>Knautia arvensis</i> (L.) Coult. subsp. <i>arvensis</i>	DIPSACACEAE	R
<i>Lapsana communis</i> L.	COMPOSITAE	M
<i>Lathyrus filiformis</i> (Lam.) Gay.	LEGUMINOSAE	M
<i>Lathyrus pratensis</i> L.	LEGUMINOSAE	M
<i>Ligustrum vulgare</i> L.	OLEACEAE	M
<i>Linum appresum</i> Caballero	LINACEAE	M
<i>Linum catharticum</i> L.	LINACEAE	M
<i>Linum narbonense</i> L.	LINACEAE	C
<i>Listera ovata</i> (L.) R. Br.	ORCHIDIACEAE	R
<i>Lithodora fruticosa</i> (L.) Grises.	BORAGINACEAE	C
<i>Lithospermum officinale</i> L.	BORAGINACEAE	M
<i>Lonicera etrusca</i> G. Santi	CAPRIFOLIACEAE	M

<i>Lonicera xylosteum</i> L.	CAPRIFOLIACEAE	R
<i>Lysimachia ephemerum</i> L.	PRIMULACEAE	M
<i>Lysimachia vulgaris</i> L.	PRIMULACEAE	R
<i>Medicago sativa</i> L.	LEGUMINOSAE	CC
<i>Mentha longifolia</i> (L.) Huds.	LABIATAE	C
<i>Merendera montana</i> (L.) Lange	LILIACEAE	M
<i>Myosotis scorpioides</i> L. subsp. <i>tuxeniana</i> (O. Bolòs & J. Vigo) O. Bolòs & al.	BORAGINACEAE	nc
<i>Nasturtium officinale</i> R. Br. in Aiton	CRUCIFERAE	C
<i>Odontites vernus</i> (Bellardi) Dumort subsp. <i>serotinus</i> (Dumort) Corb.	SCROPHULARIACEAE	M
<i>Onobrychis viciifolia</i> Scop.	LEGUMINOSAE	M
<i>Ononis natrix</i> L.	LEGUMINOSAE	C
<i>Ononis spinosa</i> L.	LEGUMINOSAE	C
<i>Parnassia palustris</i> L.	SAXIFRAGACEAE	R
<i>Phleum phleoides</i> (L.) Karsten	GRAMINEAE	M
<i>Phragmites australis</i> (Cav.) Trin ex Steudel subsp. <i>australis</i>	GRAMINEAE	CC
<i>Picris hieracioides</i> L. subsp. <i>longifolia</i> (Boiss. & Reuter) P. D. Sell.	COMPOSITAE	R
<i>Plantago major</i> L.	PLANTAGINACEAE	C
<i>Plantago maritima</i> L. subsp. <i>serpentina</i> (All.) Arcang.	PLANTAGINACEAE	M
<i>Plantago media</i> L.	PLANTAGINACEAE	C
<i>Platanthera algeriensis</i> Batt. & Trab.	ORCHIDIACEAE	nc
<i>Platanthera chlorantha</i> (Custer) Reichenb.	ORCHIDIACEAE	R
<i>Polygala vulgaris</i> L. subsp. <i>mediterranea</i> (Chodat) O. Bolòs & J. Vigo	POLYGALACEAE	M
<i>Populus nigra</i> L.	SALICACEAE	CC
<i>Populus x canadensis</i> Moench.	SALICACEAE	nc
<i>Potentilla erecta</i> (L.) Rauschel	ROSACEAE	M
<i>Potentilla reptans</i> L.	ROSACEAE	C
<i>Primula farinosa</i> L.	PRIMULACEAE	RR
<i>Primula veris</i> L. subsp. <i>columnae</i> (Ten.) Lüdi in Hegi	PRIMULACEAE	M
<i>Prunella laciniata</i> (L.) L.	LABIATAE	M
<i>Prunella vulgaris</i> L.	LABIATAE	C
<i>Prunus avium</i> (L.) L.	ROSACEAE	R
<i>Prunus mahaleb</i> L.	ROSACEAE	M
<i>Pyrus malus</i> L. subsp. <i>malus</i>	ROSACEAE	R
<i>Ranunculus granatensis</i> Boiss.	RANUNCULACEAE	R
<i>Ranunculus repens</i> L.	RANUNCULACEAE	M
<i>Rhamnus alpinus</i> L. subsp. <i>alpinus</i>	RHAMNACEAE	R
<i>Rhinanthus mediterraneus</i> (Sterneck) Adamovic subsp. <i>mediterraneus</i>	SCROPHULARIACEAE	R
<i>Rosa pouzinii</i> Tratt.	ROSACEAE	M

<i>Rosa stylosa</i> Desv.	ROSACEAE	RR
<i>Salix atrocinerea</i> Brot.	SALICACEAE	C
<i>Salix elaeagnos</i> Scop. subsp. <i>angustifolia</i> (Cariot) Rech. fil.	SALICACEAE	C
<i>Salix fragilis</i> L.	SALICACEAE	R
<i>Salix purpurea</i> L.	SALICACEAE	M
<i>Salvia pratensis</i> L.	LABIATAE	M
<i>Scabiosa columbaria</i> L. subsp. <i>columbaria</i>	DIPSACACEAE	M
<i>Scirpus holoschoenus</i> L.	CYPERACEAE	CC
<i>Scrophularia auriculata</i> L. subsp. <i>pseudoauriculata</i> (Sennen) O. Bolòs & J. Vigo	SCROPHULARIACEAE	C
<i>Senecio doria</i> L. subsp. <i>doria</i>	COMPOSITAE	M
<i>Sideritis pungens</i> Benth	LABIATAE	M
<i>Sonchus aquatilis</i> Pourr.	COMPOSITAE	C
<i>Sorbus aria</i> (L.) Crantz.	ROSACEAE	R
<i>Sorbus domestica</i> L.	ROSACEAE	M
<i>Stachys officinalis</i> (L.) Trevisan	LABIATAE	R
<i>Stachys sylvatica</i> L.	LABIATAE	RR
<i>Succisa pratensis</i> Moench	DIPSACACEAE	R
<i>Tetragonolobus maritimus</i> (L.) Roth	LEGUMINOSAE	C
<i>Trifolium pratense</i> L.	LEGUMINOSAE	CC
<i>Trifolium repens</i> L.	LEGUMINOSAE	C
<i>Tussilago farfara</i> L.	COMPOSITAE	R
<i>Urtica dioica</i> L.	URTICACEAE	CC
<i>Veronica anagallis-aquatica</i> L. subsp. <i>anagallis-aquatica</i>	SCROPHULARIACEAE	C
<i>Viburnum lantana</i> L.	CAPRIFOLIACEAE	R
<i>Viburnum tinus</i> L.	CAPRIFOLIACEAE	R
<i>Vicia tenuifolia</i> Roth	LEGUMINOSAE	C

**Especies RR:**

*Aconitum napellus* subsp. *vulgare*, *Astrantia major*, *Equisetum hyemale*, *Primula farinosa*, *Stachys sylvatica*, *Rosa stylosa*.

**Especies R:**

*Campanula trachelium*, *Carex flacca* subsp. *flacca*, *Carex paniculata* subsp. *paniculata*, *Dactylorhiza maculata*, *Echinops sphaerocephalus*, *Epipactis palustris*, *Eriophorum latifolium*, *Fragaria vesca*, *Galium pumilum* subsp. *pinetorum*, *Gentiana cruciata* subsp. *cruciata*, *Geum rivale*, *Gymnadenia odoratissima* subsp. *longicalcarata*, *Hypericum hirsutum*, *Knautia arvensis* subsp. *arvensis*, *Listera ovata*, *Lysimachia vulgaris*, *Parnassia palustris*, *Picris hieracioides* subsp. *longifolia*, *Platanthera algeriensis*, *Platanthera chlorantha*, *Ranunculus granatensis*, *Rhinanthus mediterraneus* subsp. *mediterraneus*, *Stachys officinalis*, *Succisa pratensis*, *Tussilago farfara*, *Centaurea vinyalsii* subsp. *approximata*, *Viburnum lantana*, *Viburnum tinus*, *Sorbus aria*, *Salix fragilis*, *Pyrus malus* subsp. *malus*, *Rhamnus alpinus* subsp. *alpinus*, *Prunus avium*, *Lonicera xylosteum*, *Corylus avellana*.



Fig. 9. *Epipactis palustris*.



Fig. 10. *Dactylorhiza elata*.



Fig. 11. *Epilobium hirsutum*.



Fig. 12. *Platanthera algeriense*.

Fig. 13. *Astrantia major*.

También mostramos un segundo listado de flora, con abundantes especies pertenecientes a las comunidades casmofíticas que colonizan las fisuras, rellanos de roquedos y los cantiles desplomados del desfiladero que se encuentra en el margen izquierdo del río, aguas abajo de las Casas de Palomita.

ESPECIE	FAMILIA	ABUNDANCIA
<i>Acer campestre</i> L.	ACERACEAE	RR
<i>Acer opalus</i> Mill. subsp. <i>opalus</i>	ACERACEAE	nc
<i>Achillea millefolium</i> L. subsp. <i>millefolium</i>	COMPOSITAE	M
<i>Alyssum lapeyrousianum</i> Jordan	CRUCIFERAE	M
<i>Amelanchier ovalis</i> Medic.	ROSACEAE	C
<i>Aquilegia vulgaris</i> L. subsp. <i>vulgaris</i>	RANUNCULACEAE	R
<i>Arctostaphylos uva-ursi</i> (L.) Sprengel	ERICACEAE	C
<i>Armeria alliacea</i> (Cav.) Hoffmanns & Link subsp. <i>alliacea</i>	PLUMBAGINACEAE	R
<i>Arrhenatherum elatius</i> (L.) Beauv. subsp. <i>sardoum</i> (E. Schmid) Gamisans	GRAMINEAE	M
<i>Asplenium trichomanes</i> L. subsp. <i>quadrivalens</i> D.E. Mey.	ASPLENACEAE	C

<i>Buxus sempervirens</i> L.	BUXACEAE	R
<i>Campanula rotundifolia</i> L. subsp. <i>aitanica</i> Pau ex. O. Bolòs & J. Vigo	CAMPANULACEAE	R
<i>Catananche caerulea</i> L.	COMPOSITAE	M
<i>Centaureum quadrifolium</i> (L.) G. López & Ch. E. Jarvis subsp. <i>barrelieri</i> (Dufour) G. López	GENTIANACEAE	M
<i>Chaenorhinum origanifolium</i> (L.) Fourr. subsp. <i>crassifolium</i> (Cav.) Rivas Goday & Borja	SCROPHULARIACEAE	C
<i>Colutea arborescens</i> L.	LEGUMINOSAE	M
<i>Digitalis obscura</i> L.	SCROPHULARIACEAE	C
<i>Epipactis distans</i> Arv.-Touv.	ORCHIDACEAE	nc
<i>Erinacea anthyllis</i> Link	LEGUMINOSAE	M
<i>Euphorbia amygdaloides</i> L.	EUPHORBIACEAE	RR
<i>Fragaria vesca</i> L.	ROSACEAE	R
<i>Genista scorpius</i> (L.) DC.	LEGUMINOSAE	CC
<i>Globularia vulgaris</i> L. subsp. <i>valentina</i> (Willk.) Malagarriga	GLOBULARIACEAE	M
<i>Hedera helix</i> L.	ARALIACEAE	C
<i>Helleborus foetidus</i> L.	RANUNCULACEAE	C
<i>Hepatica nobilis</i> Millar	RANUNCULACEAE	M
<i>Hieracium amplexicaule</i> L.	COMPOSITAE	M
<i>Hypericum montanum</i> L.	GUTTIFERAE	M
<i>Hypericum perforatum</i> L.	GUTTIFERAE	C
<i>Ilex aquifolium</i> L.	AQUIFOLIACEAE	R
<i>Juniperus communis</i> L.	CUPRESSACEAE	M
<i>Laserpitium gallicum</i> L.	UMBELLIFERAE	M
<i>Laserpitium nestleri</i> Soy-Willem subsp. <i>turoloensis</i> P. Montserrat	UMBELLIFERAE	R
<i>Lavandula angustifolia</i> Miller subsp. <i>pyrenaica</i> (DC.) Guinea	LABIATAE	M
<i>Leuzea conifera</i> (L.) DC.	COMPOSITAE	M
<i>Lonicera xylosteum</i> L.	CAPRIFOLIACEAE	R
<i>Ononis aragonensis</i> Asso	LEGUMINOSAE	M
<i>Pilosella subtardans</i> (Naegeli & Meter) J. Soják	COMPOSITAE	nc
<i>Pinus nigra</i> Arnold subsp. <i>salzmanii</i> (Dunal) Franco	PINACEAE	C
<i>Polygonatum odoratum</i> (Mill.) Druce	LILIACEAE	R
<i>Potentilla neumanniana</i> Reichenb.	ROSACEAE	C
<i>Potentilla caulescens</i> L.	ROSACEAE	M
<i>Primula veris</i> L. subsp. <i>columnae</i> (Ten.) Lüdi in Hegi	PRIMULACEAE	M
<i>Prunus spinosa</i> L.	ROSACEAE	C
<i>Rhamnus alpinus</i> L. subsp. <i>alpinus</i>	RHAMNACEAE	R
<i>Rhamnus pumila</i> Turra	RHAMNACEAE	M
<i>Rosa canina</i> L. subsp. <i>canina</i>	ROSACEAE	M

<i>Rubia peregrina</i> L. subsp. <i>peregrina</i>	RUBIACEAE	C
<i>Rubus ulmifolius</i> Schott.	ROSACEAE	CC
<i>Sambucus ebulus</i> L.	CAPRIFOLIACEAE	C
<i>Sarcocapnos enneaphylla</i> (L.) DC.	PAPAVERACEAE	M
<i>Saxifraga cuneata</i> Willd.	SAXIFRAGACEAE	M
<i>Sedum acre</i> L.	CRASSULACEAE	C
<i>Sedum album</i> L.	CRASSULACEAE	C
<i>Silene latifolia</i> Poiret	CARYOPHYLLACEAE	M
<i>Silene mellifera</i> Boiss. & Reuter	CARYOPHYLLACEAE	M
<i>Silene vulgaris</i> (Moench) Garcke subsp. <i>commutata</i> (Guss.) Hayek	CARYOPHYLLACEAE	RR
<i>Sorbus aria</i> (L.) Crantz.	ROSACEAE	R
<i>Sorbus domestica</i> L.	ROSACEAE	M
<i>Stachelina dubia</i> L.	COMPOSITAE	M
<i>Taxus baccata</i> L.	TAXACEAE	R
<i>Teucrium pyrenaicum</i> L. subsp. <i>guarensis</i> P. Montserrat	LABIATAE	R
<i>Thymus vulgaris</i> L.	LABIATAE	CC
<i>Trifolium pratense</i> L.	LEGUMINOSACEAE	CC
<i>Tussilago farfara</i> L.	COMPOSITAE	R
<i>Valeriana montana</i> L. subsp. <i>tarraconenses</i> Pau ex O. Bolòs & J. Vigo	VALERIANACEAE	R
<i>Viburnum lantana</i> L.	CAPRIFOLIACEAE	R
<i>Vicia pyrenaica</i> Pourret	LEGUMINOSAE	M

Después de cada especie figura la abreviatura según su abundancia en la provincia de Teruel (Mateo, 1992): RR-muy rara, R-rara, M-abundancia media, C-común-frecuente, CC-muy abundante, nc-no consta.

#### Especies RR:

*Acer campestre*, *Euphorbia amygdaloides*.

#### Especies R:

*Armeria alliacea* subsp. *alliacea*, *Campanula rotundifolia* subsp. *aitanica*, *Epipactis distans*, *Fragaria vesca*, *Ilex aquifolium*, *Laserpitium nestleri* subsp. *turoloensis*, *Lonicera xylosteum*, *Polygonatum odoratum*, *Rhamnus alpinus* subsp. *alpinus*, *Silene vulgaris* subsp. *commutata*, *Sorbus aria*, *Taxus baccata*, *Teucrium pyrenaicum* subsp. *guarensis*, *Tussilago farfara*, *Valeriana montana* subsp. *tarraconensis*, *Viburnum lantana*.



Fig. 14. *Geum rivale*.



Fig. 15. *Aconitum napellus* subsp. *vulgare*.

## VEGETACIÓN

Tratamos de mostrar unas pinceladas sobre la vegetación existente en el curso alto del río Palomita, ordenada por formaciones vegetales, según la metodología fitosociológica de la escuela signatista o de Zürich-Montpellier (la de Braun-Blanquet).

En la nomenclatura se han seguido las directrices marcadas por el código de Nomenclatura Fitosociológica en su versión castellana de IZCO y DEL ARCO (1988).

No se han descrito las asociaciones presentes en la zona ni se han confeccionado tablas fitosociológicas. Únicamente se citan las especies en las alianzas y órdenes de vegetación presentes, así como las clases a las que éstas pertenecen.

Al final figura el esquema sintaxonómico jerarquizado de la vegetación, en el que se agrupan ordenadamente las alianzas (-ion), órdenes (-etalia) y clases (-etea) encontradas en el territorio estudiado así como las asociaciones presentes de cada alianza.

## VEGETACIÓN DEL RÍO PALOMITA Y SUS MÁRGENES

### Cl. MAGNOCARICI-PHRAGMITETEA AUSTRALIS

Vegetación helofítica propia de suelos húmedos o anegados, de aguas dulces con hidromorfía permanente, propia de riberas, lodos húmedos... Son plantas de porte mediano y grande.

<i>Lysimachia vulgaris</i>	<i>Phragmitetalia australis</i>
<i>Epilobium parviflorum</i>	<i>Phragmitetalia australis</i>
<i>Phragmites australis</i> subsp. <i>australis</i>	<i>Phragmition australis</i>
<i>Carex lepidocarpa</i>	<i>Sparganio-Glycerion fluitantis</i>
<i>Equisetum palustre</i>	<i>Sparganio-Glycerion fluitantis</i>
<i>Nasturtium officinale</i>	<i>Sparganio-Glycerion fluitantis</i>
<i>Juncus articulatus</i>	<i>Sparganio-Glycerion fluitantis</i>
<i>Apium nodiflorum</i> subsp. <i>nodiflorum</i>	<i>Sparganio-Glycerion fluitantis</i>
<i>Veronica anagallis-aquatica</i> subsp. <i>anagallis-aquatica</i>	<i>Sparganio-Glycerion fluitantis</i>
<i>Myosotis scorpioides</i> subsp. <i>tuxeniana</i>	<i>Sparganio-Glycerion fluitantis</i>

### Cl. MOLINIO-ARRHENATHERETEA

Vegetación hidrófila de prados húmedos vivaces desarrollados sobre suelos profundos y húmedos, con un gradiente más o menos alto de humedad edáfica.

<i>Holcus lanatus</i>	<i>Molinio-Arrhenatheretea</i>
<i>Lathyrus pratensis</i>	<i>Molinio-Arrhenatheretea</i>
<i>Mentha longifolia</i>	<i>Molinio-Arrhenatheretea</i>
<i>Potentilla reptans</i>	<i>Molinio-Arrhenatheretea</i>

<i>Prunella vulgaris</i>	<i>Molinio-Arrhenatheretea</i>
<i>Tetragonolobus maritimus</i>	<i>Molinio-Arrhenatheretea</i>
<i>Trifolium pratense</i>	<i>Molinio-Arrhenatheretea</i>
<i>Trifolium repens</i>	<i>Molinio-Arrhenatheretea</i>

### Or. *Holoschoenetalia*

Juncales y herbazales sobre suelos húmedos y encharcados temporalmente, de carácter mediterráneo. Predominan los hemicriptófitos.

<i>Blackstonia perfoliata</i> subsp. <i>perfoliata</i>	<i>Holoschoenetalia vulgaris</i>
<i>Platanthera algeriensis</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>
<i>Cirsium pyrenaicum</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>
<i>Epilobium hirsutum</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>
<i>Tussilago farfara</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>
<i>Lysimachia ephemerum</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>
<i>Platanthera chlorantha</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>
<i>Senecio doria</i> subsp. <i>doria</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>
<i>Carex flacca</i> var. <i>flacca</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>
<i>Carex mairii</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>
<i>Equisetum arvense</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>
<i>Hypericum tetrapterum</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>
<i>Plantago maritima</i> subsp. <i>serpentina</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>
<i>Ranunculus repens</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>
<i>Scirpus holoschoenus</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>
<i>Scrophularia auriculata</i> subsp. <i>pseudoauriculata</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>
<i>Sonchus aquatilis</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>
<i>Ranunculus granatensis</i>	<i>Molinio-Holoschoenion</i>

### Or. *Molinietalia caeruleae*

Herbazales hidrófilos y juncales de suelos húmedos, de carácter eurosiberiano.

<i>Gymnadenia odorantissima</i> subsp. <i>longicalcarata</i>	<i>Molinietalia caeruleae</i>
<i>Carex paniculata</i> subsp. <i>paniculata</i>	<i>Molinietalia caeruleae</i>
<i>Geum rivale</i>	<i>Molinietalia caeruleae</i>
<i>Equisetum hyemale</i>	<i>Molinietalia caeruleae</i>
<i>Carex hirta</i>	<i>Molinietalia caeruleae</i>
<i>Potentilla erecta</i>	<i>Molinietalia caeruleae</i>

**Al. *Molinion caeruleae***

Prados húmedos y juncales sobre suelos eutróficos, instalados en terrenos calizos. Soportan variaciones estacionales de nivel freático. Alianza que desde Europa central llega a los Pirineos y salpica algunos enclaves fríos y húmedos del sector maestracense.

<i>Epipactis palustris</i>	<i>Molinion caeruleae</i>
<i>Eriophorum latifolium</i>	<i>Molinion caeruleae</i>
<i>Succisa pratensis</i>	<i>Molinion caeruleae</i>
<i>Parnassia palustris</i>	<i>Molinion caeruleae</i>
<i>Dactylorhiza elata</i>	<i>Molinion caeruleae</i>
<i>Dactylorhiza maculata</i>	<i>Molinion caeruleae</i>

**Or. *Plantaginetalia majoris***

Comunidades que se desarrollan sobre suelos húmedos, arcillosos y algo nitrófilos, pisoteados por el ganado cuando va a los cursos de agua y abrevaderos.

<i>Bellis perennis</i>	<i>Plantaginetalia majoris</i>
<i>Plantago major</i>	<i>Plantaginetalia majoris</i>

**Or. *Arrhenatheretalia elatioris***

Prados sobre suelos algo húmedos y eutróficos, constituyen los prados de siega favorecidos por el ser humano sobre sustratos calizos.

<i>Knautia arvensis</i> subsp. <i>arvensis</i>	<i>Arrhenatherion elatioris</i>
<i>Listera ovata</i>	<i>Arrhenatherion elatioris</i>
<i>Achillea millefolium</i> subsp. <i>millefolium</i>	<i>Arrhenatherion elatioris</i>
<i>Rhinanthus mediterraneus</i> subsp. <i>mediterraneus</i>	<i>Arrhenatherion elatioris</i>
<i>Galium verum</i>	<i>Arrhenatherion elatioris</i>

**Cl. ARTEMISIETEA VULGARIS**

Vegetación nitrófila y escionitrófila, formada por plantas herbáceas vivaces, bienales o incluso anuales, de gran talla, generalmente sobre suelos profundos y más o menos húmedos.

**Al. *Alliarion petiolatae***

Comunidades escionitrófilas de bosques caducifolios y espinales.

<i>Aconitum napellus</i> subsp. <i>vulgare</i>	<i>Alliarion petiolatae</i>
<i>Stachys sylvatica</i>	<i>Alliarion petiolatae</i>
<i>Lapsana communis</i>	<i>Alliarion petiolatae</i>

<i>Alliaria petiolata</i>	<i>Alliarion petiolatae</i>
<i>Brachypodium sylvaticum</i>	<i>Alliarion petiolatae</i>
<i>Geranium robertianum</i>	<i>Alliarion petiolatae</i>
<i>Astrantia major</i>	<i>Alliarion petiolatae</i>

### Al. *Sambucion ebuli*

Comunidades instaladas sobre suelos húmedos compensados edáficamente.

<i>Dipsacus fullonum</i>	<i>Sambucion ebuli</i>
<i>Geranium pyrenaicum</i>	<i>Sambucion ebuli</i>
<i>Urtica dioica</i>	<i>Sambucion ebuli</i>
<i>Heracleum sphondylium</i> subsp. <i>montanum</i>	<i>Sambucion ebuli</i>

### Cl. TRIFOLIO MEDII-GERANIETEA SANGUINEI

Herbazales vivaces no nitrófilos que constituyen la orla herbácea natural de los bosques de pinares y quejigares; también de la orla espinosa de éstos.

### Or. *Origanetalia vulgaris*

Vegetación herbácea vivaz.

<i>Fragaria vesca</i>	<i>Origanetalia vulgaris</i>
<i>Hypericum hirsutum</i>	<i>Origanetalia vulgaris</i>
<i>Campanula trachelium</i>	<i>Origanetalia vulgaris</i>
<i>Litospermum officinale</i>	<i>Origanetalia vulgaris</i>
<i>Galium pumilum</i> subsp. <i>pinetorum</i>	<i>Origanetalia vulgaris</i>

### Cl. FESTUCO-BROMETEA ERECTI

Pastizales mesoxerófilos eurosiberianos y mediterráneos desarrollados sobre suelos básicos, descarbonatados o débilmente ácidos.

<i>Onobrychis viciifolia</i>	<i>Festuco-Brometea erecti</i>
<i>Daucus carota</i> subsp. <i>carota</i>	<i>Festuco-Brometea erecti</i>
<i>Eryngium campestre</i>	<i>Festuco-Brometea erecti</i>
<i>Ononis spinosa</i>	<i>Festuco-Brometea erecti</i>
<i>Salvia pratensis</i>	<i>Festuco-Brometea erecti</i>

### Or. *Brometalia erecti*

Pastizales y prados sobre suelos profundos y frescos, principalmente eurosiberianos aunque llegan al piso supramediterráneo de la región mediterránea.

<i>Briza media</i>	<i>Brometalia erecti</i>
<i>Cirsium acaule</i>	<i>Brometalia erecti</i>
<i>Helianthemum nummularium</i>	<i>Brometalia erecti</i>
<i>Plantago media</i>	<i>Brometalia erecti</i>
<i>Polygala vulgaris</i> subsp. <i>mediterranea</i>	<i>Brometalia erecti</i>
<i>Merendera montana</i>	<i>Brometalia erecti</i>
<i>Linum appresum</i>	<i>Brometalia erecti</i>
<i>Prunella laciniata</i>	<i>Brometalia erecti</i>

### Al. *Xerobromion erecti*

Pastos relativamente secos, en zonas de clima continental.

<i>Astragalus austriacus</i>	<i>Xerobromion erecti</i>
<i>Anthyllis vulneraria</i> subsp. <i>forondae</i>	<i>Xerobromion erecti</i>
<i>Erigeron acer</i>	<i>Xerobromion erecti</i>
<i>Scabiosa columbaria</i> subsp. <i>columbaria</i>	<i>Xerobromion erecti</i>
<i>Odontites vernus</i> subsp. <i>serotinus</i>	<i>Xerobromion erecti</i>

### Al. *Mesobromion erecti*

Pastos mesófilos, en zonas de clima más húmedo que las del *Xerobromion*.

<i>Gentiana cruciata</i> subsp. <i>cruciata</i>	<i>Mesobromion erecti</i>
<i>Linum catharticum</i>	<i>Mesobromion erecti</i>

### Or. *Brachypodietalia phoenicoidis*

Pastizales densos de hemicriptófitos de talla media o alta, desarrollados sobre suelos más o menos profundos, eutróficos, con cierta humedad edáfica y poco compactos.

<i>Campanula glomerata</i>	<i>Brachypodion phoenicoidis</i>
<i>Catananche caerulea</i>	<i>Brachypodion phoenicoidis</i>
<i>Centaurea vinyalsii</i> subsp. <i>approximata</i>	<i>Brachypodion phoenicoidis</i>
<i>Vicia tenuifolia</i>	<i>Brachypodion phoenicoidis</i>
<i>Phleum phleoides</i>	<i>Brachypodion phoenicoidis</i>
<i>Agrimonia eupatoria</i>	<i>Brachypodion phoenicoidis</i>
<i>Festuca arundinacea</i> subsp. <i>fenas</i>	<i>Brachypodion phoenicoidis</i>
<i>Galium lucidum</i>	<i>Brachypodion phoenicoidis</i>
<i>Medicago sativa</i>	<i>Brachypodion phoenicoidis</i>
<i>Hypericum perforatum</i>	<i>Brachypodion phoenicoidis</i>
<i>Elymus pungens</i> subsp. <i>campestris</i>	<i>Brachypodion phoenicoidis</i>

**Cl. RHAMNO CATHARTICI-PRUNETEA SPINOSAE**

Espinales y formaciones arbustivas que sustituyen y forman la orla de bosques caducifolios, edafohigrófilos o mesofíticos. Su óptimo se encuentra en la región eurosiberiana, con irradiaciones en la región mediterránea.

*Prunus mahaleb**Rhamno-Prunetea***Or. *Prunetalia spinosae***

Matorrales espinosos y caducifolios que actúan como orla espinosa de bosques planifolios, aunque también de bosques perennifolios desarrollados sobre suelos húmedos y profundos.

*Clematis vitalba**Prunetalia spinosae**Bryonia dioica**Prunetalia spinosae**Crataegus monogyna**Prunetalia spinosae**Lonicera etrusca**Prunetalia spinosae**Pyrus malus* subsp. *malus**Prunetalia spinosae**Rosa stylosa**Prunetalia spinosae**Lonicera xylosteum**Prunetalia spinosae***Al. *Pruno-Rubion***

Espinales y zarzales eurosiberianos y mediterráneos.

*Ligustrum vulgare**Pruno-Rubion ulmifolii**Rosa pouzinii**Pruno-Rubion ulmifolii**Prunus avium**Pruno-Rubion ulmifolii***Al. *Berberidion vulgaris***

Espinales eurosiberianos que alcanzan las altas montañas mediterráneas maestrazgo-conquenses.

*Berberis seroi**Berberidion vulgaris**Rhamnus alpinus* subsp. *alpinus**Berberidion vulgaris***Cl. QUERCO-FAGETEA**

Bosques caducifolios sobre suelos profundos, con retención de humedad y gran reserva hídrica en profundidad: bosques riparios, robledades..., productores de sombra intensa.

*Corylus avellana**Querco-Fagetea*

**Or. *Salicetalia purpureae***

Bosques de ribera. Saucedas de talla media o elevada, expuestas a la corriente de cursos de agua de caudal variable a lo largo del año, en los tramos superiores y medios de los ríos.

*Salix lambertiana**Salicion triandrae-neotrichae**Salix fragilis**Salicion triandrae-neotrichae**Salix atrocinerea**Salicion triandrae-neotrichae**Salix elaeagnos* subsp. *angustifolia**Salicion triandrae-neotrichae***Or. *Populetalia albae***

Bosques de ribera caducifolios que constituyen la vegetación potencial edafohigrófila sobre suelos de vega profundos y en general eutrofizados.

*Populus nigra**Populion albae**Populus x canadensis**Populion albae**Juglans regia**Populion albae***Or. *Quercetalia pubescentis***

Bosques caducifolios y marcescentes, submediterráneos y continentales, mesoxerófilos. Instalados sobre suelos profundos. Quejigares, rebollares y algunos pinares de *Pinus nigra* subsp. *salzmannii* y *Pinus sylvestris*.

*Aquilegia vulgaris* subsp. *vulgaris**Quercetalia pubescentis***Al. *Quercion pubescenti-petraeae***

Robledales mediterráneos con una distribución mediterráneo-iberolevantina.

*Sorbus aria**Quercion pubescenti-petraeae**Buxus sempervirens**Quercion pubescenti-petraeae**Sorbus domestica**Quercion pubescenti-petraeae**Viburnum lantana**Quercion pubescenti-petraeae**Stachys officinalis**Quercion pubescenti-petraeae**Cruciata glabra**Quercion pubescenti-petraeae**Lathyrus filiformis**Quercion pubescenti-petraeae**Primula veris* subsp. *columnae**Quercion pubescenti-petraeae*

## VEGETACIÓN EN LAS ROCAS DE LA MARGEN IZQUIERDA DEL RÍO PALOMITA

### Cl. *ASPLENIETEA TRICHOMANIS*

Vegetación de las grietas, rellanos de los roquedos y cantiles. Dominan los caméfitos y hemicriptófitos, constituyendo comunidades primocolonizadoras o permanentes de estructuras fisurícolas de roquedos.

<i>Asplenium trichomanes</i> subsp. <i>quadrivalens</i>	<i>Asplenetea trichomanis</i>
<i>Hieracium amplexicaule</i>	<i>Asplenetea trichomanis</i>
<i>Valeriana montana</i> subsp. <i>tripteris</i> var. <i>tarraconensis</i>	<i>Asplenetea trichomanis</i>

### Or. *Potentilletalia caulescentis*

Vegetación casmofítica de fisuras de rocas calizas o muy ricas en bases, de media y alta montaña.

<i>Chaenorhinum crassifolium</i>	<i>Potentilletalia caulescentis</i>
<i>Potentilla caulescens</i>	<i>Potentilletalia caulescentis</i>
<i>Rhamnus pumila</i>	<i>Potentilletalia caulescentis</i>
<i>Sarcocapnos enneaphylla</i>	<i>Potentilletalia caulescentis</i>
<i>Campanula rotundifolia</i> subsp. <i>aitanica</i>	<i>Asplenio-Saxifragion cuneatae</i>
<i>Saxifraga cuneata</i>	<i>Asplenio-Saxifragion cuneatae</i>
<i>Linaria origanifolia</i>	<i>Asplenetea trichomanis</i>
<i>Sedum acre</i>	<i>Asplenetea trichomanis</i>

### Cl. *THLASPIETEA ROTUNDIFOLII*

Vegetación de los pedregales móviles de montaña o de gravas fluviales más o menos estabilizadas. Predominan los hemicriptófitos y caméfitos.

### Or. *Thlaspietalia rotundifolii*

Abarca comunidades de gleras supra y oromediterráneas.

<i>Silene vulgaris</i> subsp. <i>commutata</i>	<i>Thlaspietea rotundifolii</i>
<i>Arrhenatherum elatius</i> subsp. <i>sardoum</i>	<i>Thlaspietea rotundifolii</i>
<i>Laserpitium gallicum</i>	<i>Thlaspietalia rotundifolii</i>
<i>Silene latifolia</i>	<i>Thlaspietalia rotundifolii</i>

### Cl. *FESTUCO-BROMETEA ERECTI*

Pastizales mesoxerófilos eurosiberianos y mediterráneos desarrollados sobre suelos básicos, descarbonatados o débilmente ácidos.

**Or. *Brometalia erecti***

Pastizales y prados sobre suelos profundos y frescos, principalmente eurosiberianos aunque llegan al piso supramediterráneo de la región mediterránea.

<i>Potentilla neumanniana</i>	<i>Brometalia erecti</i>
<i>Armeria alliacea</i> subsp. <i>alliacea</i>	<i>Brometalia erecti</i>

**Al. *Xerobromion erecti***

Pastos relativamente secos, en zonas de clima continental.

<i>Pilosella subtardans</i>	<i>Xerobromion erecti</i>
<i>Teucrium pyrenaicum</i> subsp. <i>guarense</i>	<i>Xerobromion erecti</i>
<i>Vicia pyrenaica</i>	<i>Xerobromion erecti</i>
<i>Sedum album</i>	<i>Xerobromion erecti</i>

**Or. *Brachypodietalia phoenicoidis***

Pastizales densos de hemicriptófitos de talla media o alta, desarrollados sobre suelos más o menos profundos, eutróficos, con cierta humedad edáfica y poco compactos.

<i>Catananche caerulea</i>	<i>Brachypodium phoenicoidis</i>
<i>Hypericum perforatum</i>	<i>Brachypodium phoenicoidis</i>

**Cl. *ROSMARINETEA OFFICINALIS***

Matorrales de estructura abierta formados principalmente por caméfitos, se desarrollan sobre suelos secos, ricos en bases, esqueléticos e inmaduros.

<i>Alyssum lapeyrousianum</i>	<i>Rosmarinetea officinalis</i>
<i>Centaurium quadrifolium</i> subsp. <i>barrelieri</i>	<i>Rosmarinetea officinalis</i>
<i>Genista scorpius</i>	<i>Rosmarinetea officinalis</i>
<i>Globularia vulgaris</i> subsp. <i>valentina</i>	<i>Rosmarinetea officinalis</i>
<i>Stachelina dubia</i>	<i>Rosmarinetea officinalis</i>
<i>Thymus vulgaris</i>	<i>Rosmarinetea officinalis</i>

**Or. *Rosmarinetalia officinalis***

Matorrales calcícolas desarrollados sobre suelos calcáreos, dolomíticos o margosos, frecuentemente sobre suelos esqueléticos, a veces asociados a litosoles.

<i>Digitalis obscura</i>	<i>Rosmarinetalia officinalis</i>
<i>Erinacea anthyllis</i>	<i>Rosmarinetalia officinalis</i>

*Lavandula angustifolia* subsp. *pyrenaica*  
*Leuzea conifera*

*Rosmarinetalia officinalis*  
*Rosmarinetalia officinalis*

#### Cl. *RHAMNO CATHARTICI-PRUNETEA SPINOSAE*

Espinales y formaciones arbustivas que sustituyen y forman la orla de bosques caducifolios, edafohigrófilos o mesofíticos. Su óptimo se encuentra en la región eurosiberiana, con irradiaciones en la región mediterránea.

#### Or. *Prunetalia spinosae*

Matorrales espinosos y caducifolios que actúan como orla espinosa de bosques planifolios, aunque también de bosques perennifolios desarrollados sobre suelos húmedos y profundos.

*Lonicera xylosteum*

*Prunetalia spinosae*

*Prunus spinosa*

*Prunetalia spinosae*

*Rosa canina* subsp. *canina*

*Prunetalia spinosae*

*Amelanchier ovalis*

*Pruno-Rubion ulmifolii*

*Ononis aragonensis*

*Pruno-Rubion ulmifolii*

*Rubus ulmifolius*

*Pruno-Rubion ulmifolii*

*Rhamnus alpina*

*Berberidion vulgaris*

#### Cl. *QUERCO-FAGETEA*

Bosques caducifolios sobre suelos profundos, con retención de humedad y gran reserva hídrica en profundidad: bosques riparios, robledades..., productores de sombra intensa.

*Euphorbia amygdaloides*

*Querco-Fagetea*

*Helleborus foetidus*

*Querco-Fagetea*

*Sorbus domestica*

*Querco-Fagetea*

*Acer campestre*

*Querco-Fagetea*

*Hedera helix*

*Querco-Fagetea*

#### Or. *Quercetalia pubescentis*

Bosques caducifolios y marcescentes, submediterráneos y continentales, mesoxerófilos. Instalados sobre suelos profundos. Quejigares, rebollares y algunos pinares de *Pinus nigra* subsp. *salzmannii* y *Pinus sylvestris*.

*Aquilegia vulgaris* subsp. *vulgaris*

*Quercetalia pubescentis*

**Al. *Quercion pubescenti-petraeae***

Robledales mediterráneos con una distribución mediterráneo-iberolevantina.

<i>Pinus nigra</i> subsp. <i>salzmanii</i>	<i>Quercion pubescenti-petraeae</i>
<i>Buxus sempervirens</i>	<i>Quercion pubescenti-petraeae</i>
<i>Hepatica nobilis</i>	<i>Quercion pubescenti-petraeae</i>
<i>Ilex aquifolium</i>	<i>Quercion pubescenti-petraeae</i>
<i>Polygonatum odoratum</i>	<i>Quercion pubescenti-petraeae</i>
<i>Primula veris</i> subsp. <i>columnae</i>	<i>Quercion pubescenti-petraeae</i>
<i>Sorbus aria</i>	<i>Quercion pubescenti-petraeae</i>
<i>Taxus baccata</i>	<i>Quercion pubescenti-petraeae</i>
<i>Viburnum lantana</i>	<i>Quercion pubescenti-petraeae</i>
<i>Acer opalus</i>	<i>Quercion pubescenti-petraeae</i>

**Cl. QUERCETEA ILICIS**

Bosques y formaciones arbustivas constituidas de manera general por especies fanerófitas, perennifolias, esclerófilas.

<i>Colutea arborescens</i>	<i>Quercetea ilicis</i>
<i>Rubia peregrina</i> subsp. <i>peregrina</i>	<i>Quercetea ilicis</i>
<i>Juniperus communis</i>	<i>Quercetea ilicis</i> / <i>Quercus-Fagetea</i>
<i>Arctostaphylos uva-ursi</i>	<i>Quercion ilicis</i> / <i>Quercion pubescenti-petraeae</i>

**ESQUEMA SINTAXONÓMICO DEL CURSO ALTO DEL RÍO PALOMITA****A) VEGETACIÓN HELOFÍTICA (*PHRAGMITEA* O. BOLÒS 1968)****I. MAGNOCARICI-PHRAGMITETEA AUSTRALIS Klika in Klika & Novac 1941 nom. inv.**

*Phragmitetalia australis* W. Koch 1926, em. Pignatti 1953

*Phragmiton australis* W. Koch 1926 nom. mut.

*Phragmitenion australis* Rivas Goday 1980

*Typho angustifoliae-Phragmitetum australis* (R. Tüxen & Preising 1942) Rivas Martínez & al. 1991

subasoc. *lysimachietosum ephemeris* Pitarch 2002

*Sparganio-Glycerion fluitantis* Br.-Bl. & Sissingh in Boer 1942 nom. inv.

*Helosciadetum nodiflori* Maire 1924

subasoc. *typhetosum angustifoliae* Pitarch 2002

*Acrocladio cuspidatae-Eleocharidetum palustris* O. Bolòs & J. Vigo in O. Bolòs 1967

subasoc. *typhetosum angustifoliae* Pitarch 2002

**B) VEGETACIÓN DE PRADOS HÚMEDOS VIVACES (ARRHENATHEREA HADAC (1956) 1967)****II. MOLINIO-ARRHENATHERETEA Br.-Bl. & R. Tüxen 1943***Holoschoenetalia* Br.-Bl. (1931) 1947*Molinio-Holoschoenion* Br.-Bl. (1931) 1947*Lysimachio ephemeris-Holoschoenetum vulgaris* Rivas Goday & Borja 1961*Equiseto arvensis-Tussilagetum farfarae* Pitarch 2002subasoc. *astrantietosum majori* Pitarch 2002*Agrostio stoloniferae-Ranunculetum repentis* Pitarch 2002subasoc. *lysimachietosum ephemeris* Pitarch 2002*Molinietalia caeruleae* W. Koch 1926*Molinion caeruleae* W. Koch 1926*Epipactido palustridis-Eriophoretum latifolii* Pitarch 2002*Plantaginetalia majoris* R. Tüxen & Preising in R. Tüxen 1950*Lolio perennis-Plantaginion majoris* Sissingh 1969*Lolio perennis-Plantaginetum majoris* Beger 1930*Arrhenatheretalia elatioris* Pawl. 1928*Arrhenatherion elatioris* (Br.-Bl. 1925) W. Koch 1926*Galio veri-Arrhenatheretum elatii* Rivas Goday & Borja 1961**C) VEGETACIÓN DE ROCAS Y MUROS (ASPLENIEA TRICHOMANIS O. BOLÒS 1968)****III. ASPLENIETEA TRICHOMANIS (Br.-Bl. in Meier & Br.-Bl. 1934) Oberdorfer 1977***Potentilletalia caulescentis* Br.-Bl. in Br.-Bl. & Jeni 1926*Asplenio celtiberici-Saxifragion cuneatae* Rivas Martínez in Loidi & F. Prieto 1986*Campanulo rotundifoliae-Saxifragetum cuneatae* Rivas Goday & Borja 1961 *em. nom.*variante con *Chaenorhinum crassifolium***D) VEGETACIÓN DE CANCHALES, TERRAPLENES Y GLERAS (GALEOPSIEA O. BOLÒS 1968)****IV. THLASPIETEA ROTUNDIFOLII Br.-Bl. 1947***Thlaspietalia rotundifolii* Br.-Bl. in Br.-Bl. & Jeni 1926

**E) VEGETACIÓN NITRÓFILA Y ARVENSE (*CHENOPODIO-SCLERANTHEA*  
HADAC (1956) 1967)**

**V. ARTEMISIETEA VULGARIS** Lohmeyer, Preising & R. Tüxen in R. Tüxen. 1950, *em.*  
Lohmeyer & al. 1969

*Alliario petiolatae-Glechomenea hederaceae* Rivas Martínez & Costa 1998

*Glechometalia hederaceae* Tüxen in Brun-Hool & Tüxen 1975

*Alliarion petiolatae* Oberdorfer (1957) 1962

[=*Galio-Alliarion* Lohmeyer & Oberdorfer in Oberdorfer & al. 1967]

*Alliario petiolatae-Lapsanetum communis* Pitarch 2002

*Hyperico montani-Astrantietum majoris* Pitarch 2002

*Sambucion ebuli* (O. Bolòs & Vigo ex Rivas Martínez, T.E. Díaz, F. Fernández-González & Loidi 1991) Rivas Martínez & Costa 1998

**VI. TRIFOLIO MEDII-GERANIETEA SANGUINEI** Th. Müller 1962

*Origanetalia vulgaris* Th. Müller 1962

*Geranion sanguinei* R. Tüxen in Th. Müller 1962

*Galio maritimi-Origanetum vulgaris* O. Bolòs 1967

**F) VEGETACIÓN DE PASTIZALES VIVACES (*FESTUCO-BROMEAE* (R. GODAY 1964)  
O. BOLÒS 1968)**

**VII. FESTUCO-BROMETEA ERECTI** Br.-Bl. & R. Tx. 1943

*Brometalia erecti* (W. Koch 1926) Br.-Bl. 1936

*Xerobromion erecti* Br.-Bl. & Moor 1938

*Astragalo austriaci-Ononidetum cristatae* Rivas Goday & Borja 1961

*Anthyllido forondae-Teucrietum guarensis* Pitarch 2002

*Galio idubedae-Vicietum pyrenaicae* Pitarch 2002

*Mesobromion erecti* (Br.-Bl. & Moor. 1938) Oberd. 1949

*Euphrasio pectinatae-Plantaginetum mediae* O. Bolòs 1954

subasoc. *alchemilletosum vetteri* Pitarch 2002

subasoc. *festuco-brachypodietosum phoenicoidis* Vigo 1979

*Brachypodietalia phoenicoidis* (Br.-Bl. 1931) Molinier 1934

*Brachypodion phoenicoidis* Br.-Bl. ex Molinier 1934

*Brachypodietum phoenicoidis* Br.-Bl. 1924

*Avenulo mirandanae-Brachypodietum phoenicoidis* G. Mateo 1983

G) MATORRALES SERIALES CALCÍCOLAS (*ERINACEO-ROSMARINEA* O. BOLÒS 1968,  
EM. G. MATEO 1984)

VIII. *ROSMARINETEA OFFICINALIS* Br.-Bl. 1947 em. Rivas Martínez & al. 1991.

*Rosmarinetalia officinalis* Br.-Bl. (1931) 1952

H) MATORRALES, BOSQUES CADUCIFOLIOS MESOFÍTICOS (*QUERCO-FAGEA*  
(R. GODAY 1964) JAKUS 1967)

IX. *RHAMNO CATHARTICI-PRUNETEA SPINOSAE* Rivas Goday & Borja 1961

*Prunetalia spinosae* R. Tx. 1952

*Pruno-Rubion ulmifolii* O. Bolòs 1954

*Pruno-Rubenion ulmifolii* Arnáiz & Loidi 1982

*Rubo ulmifolii-Crataegum brevispinae* O. Bolòs 1962

*Amelanchiero ovalis-Ononidetum aragonensis* (Aguilella 1981 inéd.) nom. inv. Roselló 1994

variante con *Buxus sempervirens*

subasoc. *berberidetosum seroi* Pitarch 2002

*Rosenion cariato-pouzinii* Arnáiz 1979

*Rosetum micrantho-agrestis* Rivas Martínez & Arnáiz in Arnáiz 1979

variante con *Buxus sempervirens*

subasoc. *berberidetosum* Pitarch 2002

*Berberidion vulgaris* Br.-Bl. (1947) 1950

*Berberidenion seroi* Rivas Martínez, Loidi & Arnáiz 1986

*Ribeso uvae-crispae-Berberidetum seroi* (pro parte *Berberidetum* Rivas Goday & Borja 1961) Pitarch 2002

X. *QUERCO-FAGETEA* Br.-Bl. & Vlieger in Vlieger 1937

*Salici purpureae-Populenea nigrae* Rivas Martínez & Cantó in Rivas Martínez 1987

*Salicetalia purpureae* Moor 1958

*Salicion triandrae-neotrichae* Br.-Bl. & O. Bolòs 1957

*Saponario officinalis-Salicetum purpureae* Tchou (1947) 1948

subasoc. *rubetosum ulmifolii* Pitarch 2002

*Populetales albae* Br.-Bl. 1931

*Populion albae* Br.-Bl. ex Tchou 1948

*Populenion albae*

Comunidad de *Populus nigra*

*Quercu petraeae-Fagenea sylvaticae*

*Quercetalia pubescentis* Br.-Bl. 1931

*Quercion pubescenti-petraeae* Br.-Bl. 1931

## I) BOSQUES, MAQUIAS Y GARRIGAS PERENNIFOLIO-ESCLERÓFILOS (OLEO-QUERCEA O. BOLÒS 1968)

### XI. QUERCETEA ILICIS Br.-Bl. 1947

*Quercetalia ilicis* Br.-Bl. ex Molinier 1934 em. Rivas Martínez 1975

*Quercion ilicis* Br.-Bl. ex Molinier 1934 em. Rivas Martínez 1975

*Quercenion rotundifoliae* Rivas Goday 1959 em. Rivas Martínez 1975

*Hedero helicis-Quercetum rotundifoliae* Costa, Peris & Stübing 1987

## CONCLUSIONES

Del presente artículo podemos entresacar las siguientes conclusiones:

La provincia de Teruel presenta un rico patrimonio en ambiente natural y rural en buen estado de conservación. Un buen ejemplo de ello es la Sierra de Palomita y sus alrededores. Aunque también hay que denunciar la degradación y destrucción paisajística de extracciones de piedra que recientemente y con ansia de expansión se han instalado en las zonas altas de la muela Monchén.

Áreas como esta del curso alto del río Palomita, junto a otras ya descritas (PITARCH GARCÍA, 2003-2005), merecen ser protegidas por su elevado interés biogenético, florístico y paisajístico.

Destaca la presencia de ocho especies que están catalogadas como muy raras en la provincia de Teruel y cincuenta especies raras en el mismo territorio.

Se ha realizado una aproximación al estudio fitosociológico, ordenando las formaciones vegetales a nivel de alianza, orden y clase. También figuran en el esquema sintaxonómico las asociaciones presentes en este tramo del río.

## Agradecimientos

Al Dr. Juan Bta. Peris Gisbert por la revisión del texto y a Mariló Esteban López por su ayuda con el texto escrito en inglés.

## BIBLIOGRAFÍA

- BOLÒS, O. DE y VIGO, J. (1984-2001), *Flora dels Països Catalans*, vols. 1-4, Barcelona, Edit. Barcino.
- BOLÒS, O. DE; VIGO, J.; MASALLES, R.M. y NINOT, J.M. (2005), *Flora manual dels Països Catalans*, Edit. Pòrtic, Barcelona.
- CANEROT, J. (1974), *Recherches géologiques aux confins des chaînes Ibérique et Catalane (Espagne)*, Trabajos de Tesis, Madrid, ENADIMSA, ser. 5, n.º 4.
- CASTROVIEJO, S. et al. (1986-...), *Flora Ibérica*, vols. I a VIII, X, XIV y XXI, Madrid, Real Jard. Bot., CSIC.
- Centro Geográfico del Ejército (2004), *Mapa militar de España*, escala 1:50.000, Serie L, hoja 29-21 (544) Forcall.

- CRUZ, M. DE LA (1994), *El paisaje vegetal de la cuenca del río Henares (Guadalajara)*, Tesis Doctoral inédita, Madrid, Univ. de Alcalá de Henares.
- IGME, *Mapa geológico de España*, escala 1:50.000: Hoja número 544 (Forcall), Inst. Geológico Minero de España.
- IZCO, J. y DEL ARCO AGUILAR, M.J. (1988), «Código de nomenclatura fitosociológica», *Opusc. Bot. Pharm. compl.*, 4, pp. 5-74.
- LUCEÑO, M. (1994), «Monografía del género *Carex* en la península Ibérica e islas Baleares», *Ruizia*, 14, pp. 1-139.
- MATEO, G. (1990), *Catálogo florístico de la provincia de Teruel*, Teruel, Instituto de Estudios Turolenses.
- (1992), *Claves para la flora de la provincia de Teruel*, Teruel, Instituto de Estudios Turolenses.
- MATEO, G. y CRESPO, M.B. (2003), *Manual para la determinación de la flora valenciana*, 3ª ed., Monografías de Flora Montibérica, n.º 4, Valencia, Ed. Moliner.
- MOLINA ABRIL, J.A. (1992), *Estudio de la flora y vegetación helofítica del Sistema Central (Del río Tajo al Duero)*, Tesis Doctoral, Facultad de Farmacia de Madrid, Univ. Complutense de Madrid.
- PITARCH GARCÍA, R. (2002), *Estudio de la flora y vegetación de las sierras orientales del sistema Ibérico: La Palomita, Las Dehesas, El Rayo y Mayabona (Teruel)*, Serie investigación n.º 38, Zaragoza, Public. C.P.N.A.
- (2003-2005), «Áreas de especial interés florístico y fitosociológico en las sierras orientales del Sistema Ibérico: La Palomita, Las Dehesas, El Rayo y Mayabona (Teruel)», *Teruel*, 90 (I), pp. 103-118.
- RIVAS MARTÍNEZ, S. (1987), *Memoria del mapa de series de vegetación de España, 1:400.000*, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Madrid, ICONA, Serie Técnica.

Recibido el 13 de noviembre de 2007

Aceptado el 23 de mayo de 2008



**SEGUIMIENTO RADIO-TELEMÉTRICO DE BUITRE  
LEONADO (*Gyps fulvus*) EN EL SISTEMA IBÉRICO  
ORIENTAL (ARAGÓN-ESPAÑA)**



*Juan Antonio Gil, José Luis Lagares  
y Manuel Alcántara*



# SEGUIMIENTO RADIO-TELEMÉTRICO DE BUITRE LEONADO (*Gyps fulvus*) EN EL SISTEMA IBÉRICO ORIENTAL (ARAGÓN-ESPAÑA)

Juan Antonio Gil\*, José Luis Lagares\*\*,  
y Manuel Alcántara\*\*

## RESUMEN

El buitre leonado (*Gyps fulvus*) concentra en Europa la mayor parte de la población mundial, particularmente en España. Durante las últimas décadas la población española ha crecido notablemente provocando la no calificación de la especie en ninguna categoría de amenaza. Sin embargo, existen factores de mortalidad no natural (tendidos eléctricos, venenos) que pueden poner en peligro a medio plazo la población de la especie. Con el fin de estudiar los centros de actividad, las áreas de campeo, la disponibilidad de alimento y factores de mortalidad, se capturaron y marcaron 23 buitres leonados para posteriormente seguirlos mediante técnicas de radio-seguimiento (2000-2005) en el Sistema Ibérico oriental (Aragón-España). Los centros de actividad se situaron principalmente en las colonias y los puntos de alimentación, cuya distancia media entre ambos fue de 14,3 km. La biomasa diaria disponible en los puntos de alimentación fue de 4.712 kg. El área de campeo media de los ejemplares fue 92 km<sup>2</sup>. No se encontraron ejemplares marcados muertos, pero se localizaron 40 ejemplares no marcados muertos en tendidos eléctricos y cinco envenenados.

**Palabras clave:** buitre leonado, Sistema Ibérico oriental (Aragón-España), seguimiento radio-telemétrico, área de campeo.

\* Fundación para la Conservación del Quebrantahuesos (FCQ). Plaza San Pedro Nolasco 1, 4-F. 50001 Zaragoza (España).

\*\* Gobierno de Aragón, Departamento de Medio Ambiente, Servicio de Biodiversidad. Edificio Pignatelli s/n. 50071 Zaragoza (España).

## ABSTRACT

*Radiotracking of Griffon Vulture (Gyps fulvus) in the Eastern Iberian System (Aragon-Spain).*

Most of the global population of Griffon Vulture (*Gyps fulvus*) is located in Europe, mainly in Spain. During the last decades, the Spanish Griffon Vulture population had increased notably. For these reasons, Griffon Vulture is not classified with a threatened category. However, non-natural mortality factors (e.g., electric lines and poisoning) may threaten the species population in a medium-term period. We studied the core area, home range, and mortality factors of 23 griffon vultures radiotracked during 2000-2005 in Eastern Iberian System (Aragón-Spain). They foraged in an area of 92 km<sup>2</sup> on average (home range) and used intensively areas (core area) that covered mainly the breeding colonies and the feeding supplementary points, separated both by 14.3 km. We did not observe tagged griffon vultures death, but we found 45 dead bearded vultures that were not tagged, 40 of them were close to electric lines and the remaining 5 birds were poisoned.

**Key words:** Griffon Vulture, Eastern Iberian System (Aragón-Spain), radiotracking, home range.

## INTRODUCCIÓN

El buitre leonado (*Gyps fulvus*) concentra en Europa la mayor parte de la población mundial, particularmente en España. Tras el declive sufrido en la década de 1960 (BLANCO y GONZÁLEZ, 1992), se produjo una rápida recuperación de la especie en la década de 1980, gracias a las medidas de protección legal y conservación adoptadas por Administraciones y ONGs españolas. Así se pasó de las 2.283-3.240 parejas reproductoras en 1979 (SEO, 1981), a las 7.529-8.074 parejas en 1989 (ARROYO *et al.*, 1990) y a las 17.337-18.070 parejas en 1999 (DEL MORAL y MARTI, 2001). En Aragón está presente en los principales sistemas montañosos de la región: Prepirineo y Sistema Ibérico (área del Moncayo, Beceite y sierras cercanas a los ríos Aguas Vivas, Martín, Ecuriza, Guadalope y Alfambra) y posee el 48% de la población española (5.827 parejas) (DEL MORAL y MARTI, 2001).

En el periodo 1989-1999 se produjo en Aragón un aumento del número de parejas de un 167%, siendo la provincia de Teruel la que más creció, con 1.603-1.639 parejas (DEL MORAL y MARTI, 2001). Esta tendencia tan positiva de la población ha provocado la no calificación de la especie en ninguna categoría de amenaza. Sin embargo, el incremento del uso ilegal de venenos desde la década de 1990 –que provocó 7.261 ejemplares de fauna envenenada en España entre 1990 y 2003 (CANO, 2006) y 50 casos de envenenamiento en el Sistema Ibérico oriental entre 1994 y 2003 (SÁNCHEZ-CASTILLA *et al.*, 2005)– y la nueva legislación sobre vertido de restos de animales suponen amenazas que pueden poner en peligro a medio plazo a la población de buitre leonado si no se corrigen a tiempo (MARTI y DEL MORAL, 2003). A ello habría que añadir la todavía no bien cuantificada aunque presumiblemente importante incidencia de los parques eólicos (CONSEJERÍA DE MEDIO AMBIENTE Y DESARROLLO RURAL DE CASTILLA-LA MANCHA, 2007).

Es una especie sedentaria, aunque algunos individuos jóvenes realizan amplios movimientos dispersivos e incluso migratorios (ELOSEGUI y ELOSEGUI, 1977; BERNIS, 1983; ALONSO, 1984), y estrictamente colonial a la hora de nidificar (DONÁZAR, 1993). Cría en cortados rocosos de áreas de montaña y cañones fluviales, cerca de zonas abiertas (MARTI y DEL MORAL, 2003), donde busca el alimento compuesto por vísceras y músculos de cadáveres de ungulados domésticos y salvajes (DONÁZAR, 1993). El tiempo diario dedicado por los buitres leonados a la búsqueda de alimento posiblemente es resultado del compromiso entre la disponibilidad de horas de luz y la disponibilidad de alimento (DONÁZAR, 1993). Mientras que el tamaño del territorio es mayor, cuanto menor sea la tendencia de la especie a nidificar colonialmente, el tamaño de las áreas de campeo está directamente relacionado con el peso del ave, las especies de mayor tamaño poseen áreas de campeo extensas (DONÁZAR, 1993).

En los buitres ibéricos se han realizado muy pocos estudios de seguimiento radio-telemétrico sobre las áreas de campeo de adultos reproductores (DONÁZAR y CEBALLOS, 1987 y 1988; CAMPOS y LEKUONA, 1998; CORBACHO *et al.*, 2001; GIL *et al.*, 2006). En 1998 se inició un programa de captura, marcaje y seguimiento radio-telemétrico del buitre leonado en el Sistema Ibérico aragonés. En 1999 se intentó la captura de ejemplares en el macizo del Moncayo (Zaragoza). Tras varios intentos fallidos, se reanudó el programa en el año 2000 en el Maestrazgo (Teruel). Gracias a la información obtenida durante el trabajo de captura, marcaje y seguimiento radio-telemétrico en el año 2000 (FCQ, 2002), se pusieron a punto diversas técnicas de marcaje y seguimiento radio-telemétrico que han permitido el desarrollo del estudio entre 2003 y 2005 que se presenta a continuación.

En el trabajo se pretendió obtener información sobre centros de actividad (porción del área de campeo utilizada con mayor frecuencia), área de campeo (superficie de terreno que los ejemplares conocen y patrullan habitualmente) (WILSON, 1975), disponibilidad de alimento e información sobre factores de mortalidad.

## MATERIAL Y MÉTODOS

### ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se sitúa en el Sistema Ibérico oriental (Aragón-España), concretamente en el sector Noreste de la provincia de Teruel (comarcas de Maestrazgo, Cuencas Mineras, Bajo Aragón, Andorra-Sierra de Arcos y Bajo Martín) y tiene una superficie de 278.208 Ha (ver mapas). Predominan las litologías compuestas por calizas, margas, arcillas, conglomerados y yesos del Terciario y Cuaternario. Posee un relieve heterogéneo, formado por sierras (las de Arcos, San Just, Del Señor, La Garrucha, Bordón, La Lastra, La Cañada y Palomita), muelas (Monchén y Mujer) y cañones fluviales (Martín y Guadalope), con altitudes que varían entre los 500 y los 1.900 m s.n.m. Presenta un clima mediterráneo afectado por la altitud, con inviernos largos y temperaturas medias bajas (de 1° a 4°C) y veranos cortos y no muy calurosos (máximas de 35°C y medias entre los 17° y 22°C).

Las precipitaciones se sitúan entre los 400 y los 700 mm/año. Existe un gran número de comunidades y formaciones vegetales de los pisos mesomediterráneos y supramediterráneos, donde se

pueden encontrar bosques de ribera (*Populus nigra*, *Salix alba*, *Fraxinus angustifolia*, *Ulmus minor*), encinares (*Quercus ilex rotundifolia*), robledales (*Quercus faginea*) y pinares (*Pinus nigra*, *Pinus sylvestris*, *Pinus halepensis*). En la zona de trabajo se ubican 126 colonias de buitre leonado (mapa 2), el 97% de las parejas de la provincia de Teruel (LAGARES, 1999).

Por último, en el área de estudio existían en el momento de la realización de los trabajos de campo 18 puntos de alimentación (comederos artificiales, muladares, vertederos), siendo el comedero artificial de Cantavieja el que mayor biomasa diaria de alimento poseía para las aves carroñeras (LORENTE *et al.*, 2002) (tabla 1 y mapa 2).

TABLA 1

**Puntos de alimentación, tipo de aportes, biomasa media diaria para las aves carroñeras en el área de estudio (LORENTE *et al.*, 2002) y observaciones de buitres leonados (*Gyps fulvus*) 2003-2005**

PUNTOS DE ALIMENTACIÓN	APORTES	BIOMASA MEDIA (kg)	FECHA	Nº BUITRES LEONADOS
Ejulve-Campillo	Ovino-porcino	45	13-8-2004	25
Ejulve-Tosquilla	Porcino	–		
Ejulve-La Torda	Despojos	–		
Muniesa	Porcino-ovino	735	27-4-2005	28
Alacón	Porcino-aves	203	16-12-2003	300
Alcorisa vertedero	Residuos sólidos urbanos	–		
Alcorisa	Porcino-ovino	67	27-4-2005	30
Bordón	Porcino	800		
Cuevas de Cañart	Porcino-ovino-conejo	65	31-3-2005	200
Castellote-Algecira	Ovino-bovino	–		
Castellote-Tromagal	Porcino	–		
Molinos	Porcino	120	10-5-2004	100
Villarluengo	Despojos	–		
Mirambel	Porcino	–		
Fortanete	Porcino-conejo	524		
Cantavieja	Porcino	1.265	27-4-2003	20
Mata de los Olmos	Porcino	–	13-9-2004	300
Castel de Cabra	–	–	15-6-2005	80

## CAPTURA, MARCAJE Y SEGUIMIENTO

Para conocer algunos de los parámetros que se consideran prioritarios en la conservación de las especies amenazadas (supervivencia, mortalidad), es necesario el empleo de técnicas de marcaje y seguimiento de ejemplares (FERRER y CALDERON, 1990; BERTHOLD *et al.*, 1991; HIRALDO *et al.*, 1996; BAHAT *et al.*, 2001).

### CAPTURA

Se seleccionaron dos lugares de captura: uno en el macizo del Moncayo/Comarca de Tarazona y el Moncayo/Zaragoza (2000) y otro en la localidad de Ejulve/Comarca Andorra-Sierra de Arcos/Teruel (2000 y 2003), situados en muladares o comederos de aves necrófagas, debido a la que-  
rrencia que tiene la especie a bajar a comer a estos lugares, observándose concentraciones hasta de 300 buitres leonados (tabla 1). Se empleó como sistema de captura la red de cañón, compuesta por tres cañones y una red de nylon de 12x10 m (BLOOM, 1987).

### MARCAJE

Se utilizaron marcas de larga duración (GONZÁLEZ *et al.*, 1986). El material colocado no superó el 5% del peso del ave (CALVO y FURNESS, 1992; KENWARD, 1987) y varió entre el 0,7% (2003) y el 1,5% (2000). La duración de los marcajes fue de un mínimo de 20 minutos a un máximo de 50 minutos por ejemplar. Se emplearon diferentes materiales en los marcajes efectuados en los años 2000 y 2003: 23 anillas metálicas con remite del Ministerio de Medio Ambiente (2000 y 2003), 10 anillas de PVC (GARRIDO *et al.*, 2001) de color amarillo (2003), 10 bandas alares de vinilo blanco, con números de color negro (2000), y 15 radio-emisores VHF (2000 y 2003). Se utilizaron dos modelos de radio-emisores de la marca Biotrack: un modelo de mortalidad que solo se activaba a las 24 horas de permanecer inmóvil el ejemplar (100 pulsaciones por minuto) y el modelo TW5 (45 gramos de peso y dos años de duración). El primer modelo se fijó al ave mediante un arnés de kevlar con funda de teflón (BÓGUEL, 1994; SÁNCHEZ-CASTILLO *et al.*, en revisión) y el segundo fijado a una anilla metálica (KENWARD, 1985). Para la utilización de este último sistema de fijación, se realizaron pruebas con un buitre leonado en el Centro de Recuperación de Fauna Silvestre de la Alfranca (Zaragoza). Tras 22 días no se observó que el radio-emisor produjera ni problemas ni molestias. También se tomaron datos biométricos (n=20), muestras de sangre para sexar los ejemplares mediante técnicas moleculares (n=5) (GRIFFITHS *et al.*, 1998) y se dató la edad (n=23) (ELOSEGUI, 1989).

### Seguimiento

Conocida la situación de los ejemplares, se realizaron las siguientes labores de radio-seguimiento: visitas entre noviembre de 2000 y junio de 2001 (n=320 horas) y diciembre de 2003 y junio de 2005 (n=420 horas). En las prospecciones realizadas entre 2003 y 2005 se determinó la localización

geográfica de los ejemplares, mediante técnicas de triangulación (KENWARD, 1976) y observación visual (prismáticos 8x32 y catalejo 20x60). Se utilizó un receptor Wildlife Materials TRX 1000S y una antena modelo Yagui.

## Disponibilidad de alimento

La disponibilidad de alimento se ha obtenido mediante el cálculo de la oferta de carroñas para aves necrófagas en puntos de alimentación de las cinco comarcas del área de estudio (comederos y muladares) (LORENTE *et al.*, 2002). Las necesidades tróficas de los buitres leonados del área de estudio se han calculado multiplicando las necesidades diarias de alimento (548 g) (LORENTE *et al.*, 2002), por la población de parejas presente (1.569).

## Análisis cartográfico

Para representar los datos obtenidos durante el estudio de seguimiento de los ejemplares de buitres radio-marcados, se desarrolla un total de siete láminas, dos cartografías generales en las que se incluye el área de estudio y la superficie total de la zona de trabajo, todo ello dentro del ámbito regional y nacional y otras cinco temáticas, en las que se representan los movimientos efectuados por cada ejemplar durante la duración de radio-seguimiento. Para los análisis cartográficos, nos servimos del tan utilizado Sistema de Información Cartográfica, basado en el manejo del programa Arc View 3.2 (Environmental Systems Research Institute, ESRI, 1999). Para ello partimos de una tabla inicial donde se representan los registros obtenidos en el campo durante los seguimientos, una vez transformados en coordenadas UTM. Seguidamente se determina el área de estudio, digitalizando la superficie sobre un fondo compuesto por los mapas topográficos pertenecientes a las Cartografías Militares de España o bien del Instituto Geográfico Nacional. Para la composición de los mapas temáticos, se utilizaron coberturas pertenecientes a la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE), pertenecientes al GIS-Ebro, descargadas directamente desde la página web, y del Gobierno de Aragón, cedidas para el desarrollo del estudio. Las coberturas que hacen mención exclusivamente al análisis de los datos obtenidos en campo fueron generadas por el equipo técnico de la FCQ desde su sección GIS-Quebranta. El análisis de la superficie de estudio, las distancias recorridas por cada ave (Diagrama Spider) y el Mínimo Polígono Convexo fueron desarrollados mediante una de las extensiones que dispone ESRI para su programa Arc View 3. (Animal Movement Análisis).

## RESULTADOS

### CAPTURA

Se capturaron 23 ejemplares con red de cañón, 13 en el año 2000 y 10 en el año 2003, en la localidad de Ejulve/Comarca de Andorra-Sierra de Arcos/Teruel (tabla 2). Se recaptura en el 2000 un ejemplar anillado como pollo el 10-5-1992 (PVC 07V), en un nido de las colonias del río Aguas Vivas (Segura de Baños-El Batán/Teruel), por el equipo de Doval-Martínez (marcaron un total de 73 ejem-

TABLA 2  
**Buitres leonados (*Gyps fulvus*) marcados en la localidad de Ejuive/Comarca Andorra-Sierra de Arcos/Teruel en 2000 y 2003**

FECHAS	LOCALIDAD	NOMBRE EJEMPLAR	ANILLA METÁLICA	ANILLA PVC	Nº BANDA ALAR	EMISOR	FIJACIÓN	SEXO	EDAD	PESO
10-11-2000	Ejuive	-	1101128	07V	1	150.007	Arnés	-	Adulto	9,9 kg
10-11-2000	Ejuive	-	1101671	-	2	150.047	Arnés	-	Adulto	10 kg
10-11-2000	Ejuive	-	1101672	-	3	150.027	Arnés	-	Adulto	9,7 kg
10-11-2000	Ejuive	-	1101673	-	4	150.027	Arnés	-	Adulto	10 kg
10-11-2000	Ejuive	-	1101677	-	5	150.027	Arnés	-	Adulto	9,8 kg
10-11-2000	Ejuive	-	1101678	-	6	150.047	Arnés	-	Adulto	9,1 kg
10-11-2000	Ejuive	-	1101679	-	7	150.007	Arnés	-	Adulto	10 kg
10-11-2000	Ejuive	-	1102280	-	9	150.046	Arnés	-	Adulto	10 kg
10-11-2000	Ejuive	-	1102282	-	10	150.007	Arnés	-	Adulto	8 kg
10-11-2000	Ejuive	-	1102283	-	11	150.045	Arnés	-	Adulto	9,8 kg
10-11-2000	Ejuive	-	C-03778	-	-	-	-	-	Adulto	-
10-11-2000	Ejuive	-	C-03779	-	-	-	-	-	Adulto	-
10-11-2000	Ejuive	-	C-03780	-	-	-	-	-	Adulto	-
10-12-2003	Ejuive	Estercuel	1102286	3N3	-	150.865	Anilla	Macho	Adulto	9,1 kg
10-12-2003	Ejuive	Tembleque	1102287	3ML	-	150.884	Anilla	Macho	4-6 años	9 kg
10-12-2003	Ejuive	Sansón	1102288	3MM	-	150.948	Anilla	Macho	4-6 años	8,7 kg
10-12-2003	Ejuive	Campillo	1102289	3MN	-	150.971	Anilla	Hembra	Adulto	10 kg
10-12-2003	Ejuive	Ejuive	1102290	3MP	-	150.983	Anilla	Macho	4-6 años	9,5 kg
10-12-2003	Ejuive	Montoro	1102291	3MR	-	-	-	-	Adulto	9,8 kg
10-12-2003	Ejuive	Teruel	1102292	3MT	-	-	-	-	Adulto	8,9 kg
10-12-2003	Ejuive	Majalinos	1105201	3MU	-	-	-	-	Adulto	8,9 kg
10-12-2003	Ejuive	Gargallo	1105202	3MV	-	-	-	-	Adulto	9,9 kg
10-12-2003	Ejuive	Abuelo	1105203	3MW	-	-	-	-	Adulto	9,8 kg

plares durante 1991-1993). No se produjeron percances con los individuos en ninguno de los marcajes. El comportamiento de los ejemplares durante los marcajes fue agresivo y les causó cierto estrés.

## MARCAJE

El peso medio de las aves fue de 9,5 kg (n=20, rango 8/10 kg) (tabla 2). La duración de las bandas alares fue muy corta (en un ejemplar se comprobó que se había quitado la banda alar a los 62 días). La duración media de los radio-emisores con fijación de arnés fue también muy corta, 51 días (n=6, rango 18/76 días). Por el contrario, la de los radio-emisores fijados mediante anilla aguantaron durante todo el proceso de seguimiento (n=5, 19 meses), comprobando la notable eficacia de este método.

## SEGUIMIENTO

### Años 2000-2001

Se recuperan seis de los 10 radio-emisores colocados (tabla 3). Se descubrió que los radio-emisores se habían soltado debido a que habían cortado los arneses con el pico. Se comprobó que tres individuos marcados estaban presentes en la colonia de cría de Estercuel, dos en Gargallo y uno en Alcaine (Benicosal) (tabla 3). No se pudieron recuperar cuatro radio-emisores posiblemente situados en Torre de las Arcas, Gargallo (La Muela), Gargallo (Campillo) y Alloza. Se pudo observar que el ejemplar 1101128, nacido en la colonia de Segura de Baños, en 2001 estaba criando en la colonia de Alcaine, situada a 16 km de aquella. Paralelamente al radio-seguimiento se prospectaron puntos de alimentación suplementaria y tendidos eléctricos potencialmente peligrosos. Se localizaron 40 buitres leonados muertos en tendidos eléctricos (2000-2002) y cinco por envenenamiento en esas mismas fechas (tablas 4 y 5). Por último el 20-10-2001 se encontró en el comedero del Campillo-Ejulte la anilla metálica C-03780 colocada a un ejemplar en la captura realizada el 10-11-2000 en el mismo lugar.

TABLA 3

### Radio-emisores de mortalidad de buitre leonado (*Gyps fulvus*) localizados y recuperados en el área de estudio y distancia a la zona de captura (comedero de Campillo), 2000-2001

EJEMPLAR	FECHA DE LOCALIZACIÓN	LUGAR (COLONIAS DE CRÍA)	DISTANCIA A LA ZONA DE CAPTURA (en km)
1102283	27-11-00	Gargallo (La Tejada)	4
1101678	18-12-00	Estercuel	7
1102280	1-1-01	Estercuel	7
1101671	1-1-01	Estercuel	7
1101128	15-2-01	Alcaine (Benicosal)	16
2202673	24-4-01	Gargallo	4

TABLA 4

**Buitres leonados (*Gyps fulvus*) muertos en tendidos eléctricos en el área de estudio, 2000-2002**

LUGAR	FECHA	Nº DE EJEMPLARES
Josa	2002	2
Alcaine	2000	1
Mata de los Olmos	2002	15
Montalbán	2002	1
Pitarque	2000	6
Mirambel	2000	15
<b>TOTAL</b>		<b>40</b>

TABLA 5

**Buitres leonados (*Gyps fulvus*) muertos por envenenamiento en el área de estudio y zonas próximas, 2000-2002**

LUGAR	FECHA	Nº DE EJEMPLARES
Alloza	2000	1
Ladruñán	2000	1
Andorra	2000	1
Piedrahíta	2001	1
Baños de Segura	2002	1
<b>TOTAL</b>		<b>5</b>

## Años 2003-2005

De los 10 buitres leonados marcados en 2003, tres son subadultos y siete adultos (tabla 2). Se sexaron cinco de los 10 ejemplares: cuatro machos y una hembra (tabla 2). El radio-seguimiento se realizó con cinco ejemplares: "Estercuel", "Campillo", "Tembleque", "Ejulve" y "Sansón", pertenecientes a las colonias de Canizar del Olivar (río Estercuel), Montoro de Mezquita (Peña del Campo) y Gargallo (tabla 6 y mapa 2). Se comprobó la reproducción de tres ejemplares, "Campillo" en la colonia de Cañizar del Olivar (hembra, su pareja poseía una anilla metálica), "Sansón" (macho) en la colonia de Gargallo y "Estercuel" (macho) en la colonia de Castel de Cabra (Molino de Adobas). "Campillo" antes de comenzar la reproducción estaba presente en la colonia de Crivillén (río

Escuriza) (12-12-2003) y "Sansón" en la colonia de Estercuel (12-12-2003). Posteriormente, entre enero y febrero, tanto "Campillo" como "Sansón" se establecieron en las colonias donde realizaron la reproducción. "Campillo" y "Sansón" criaron un pollo en 2004 y "Estercuel" en 2005. Por lo tanto las marcas utilizadas para el seguimiento no interfirieron en el desarrollo normal de la reproducción. "Campillo", en 37 horas de seguimiento de periodo de luz solar (año 2004), dedicó el 40% de su tiempo a la actividad de vuelo y consumo de alimento (búsqueda de alimento) y el 60% a permanecer posado (mantenimiento del plumaje y tareas de reproducción). "Campillo" visitó la colonia de Gargallo (28-9-2004) tras la época de reproducción e incubó en el mismo nido en 2005 (dejó de emitir el radio-emisor el 1-4-2005, 16 meses de duración), pero posteriormente fracasó. De "Sansón" en 2005 se desconoce el resultado de la reproducción (deja de emitir el radio-emisor el 10-4-2004, 5 meses de duración). En la colonia de Gargallo se observó un buitre leonado con PVC y anilla metálica (10-5-2004), pero no se pudo identificar el ejemplar porque sólo se leían dos dígitos (3M). Por último, el ejemplar "Estercuel" presente inicialmente en la colonia de Cañizar del Olivar y que durante 2004 no se reprodujo, comenzó a estar presente en la colonia de Castel de Cabra (río Hurón) a partir de agosto de 2004 y en febrero de 2005 crió en la colonia de Molino de Adobas (a 5 km). Se obtuvieron un total de 138 registros de los cinco buitres leonados radio-marcados, repartidos de la siguiente manera: 54 registros de "Campillo", 21 registros de "Estercuel", 18 registros de "Sansón", 25 registros de "Ejolve" y 20 registros de "Tembleque" (ver mapas).

TABLA 6

**Buitres leonados (*Gyps fulvus*) marcados con radio-emisor, colonias, nº de parejas en 2004 y distancia de la zona de captura (comedero de Campillo) a la colonia**

EJEMPLAR	COLONIA	AÑO	Nº DE PAREJAS DE LA COLONIA	DISTANCIA ZONA DE CAPTURA
"Estercuel"	Molino de Adobas	2005	–	11,00 km
"Campillo"	Cañizar del Olivar	2004-2005	6	4,47 km
"Tembleque"	Montoro de Mezquita	2004	40	11,05 km
"Ejolve"	Montoro de Mezquita	2004	40	11,05 km
"Sansón"	Gargallo	2004	24	4,35 km

## COLONIAS

Las colonias de cría donde estuvieron presentes los cinco buitres leonados con radio-emisores se localizan una en la cuenca del río Guadalupe (Montoro de Mezquita) y tres en la cuenca del río Martín (Gargallo, Cañizar del Olivar y Castel de Cabra). La altitud media de las colonias fue de 1.037 m s.n.m. (n=4, rango 900/1.200 m s.n.m.), situadas en paredes calizas de exposiciones Sur, Este y

Noroeste (tabla 7), cerca de carreteras y núcleos habitados. El territorio en los buitres leonados es prácticamente inexistente, ya que el área defendida se limita a la plataforma del nido y sus más inmediatos aledaños (DONÁZAR, 1993). Durante diciembre de 2005 observamos cómo “Campillo” defendía el nido e incluso realizaba relevos con su pareja para vigilar la plataforma de nidificación.

TABLA 7

### Características de las colonias de cría de buitre leonado (*Gyps fulvus*) del área de estudio

COLONIA	ALTITUD	ORIENTACIÓN	TIPO DE ROCA
Cañizar del Olivar	950	Este	Caliza
Gargallo	900	Sur	Caliza
Montoro de Mezquita	1.200	Este	Caliza
Castel de Cabra	1.100	Noroeste	Caliza

### CENTROS DE ACTIVIDAD

Los buitres leonados radio-marcados utilizaron cinco de los 18 puntos con alimento existentes en el área de estudio (tablas 1 y 8): Ejulve-Tosquilla, Ejulve-Campillo, Alacón, Molinos y Mata de los Olmos, donde existen cadáveres principalmente de porcino. La distancia media de los puntos de alimentación a las colonias fue de 14,3 km (n=20, rango 4,3 km/37 km), siendo el comedero de Alacón el más lejano de todos a las colonias de cría (tabla 8). La distancia media de los desplazamientos de los ejemplares marcados desde sus colonias hasta los comederos fue de 9,7 km (n=11, rango 4,3 km/23,3 km), siendo el ejemplar “Sansón” el que más distancia recorrió (n=23,3 km) (tabla 9).

TABLA 8

### Distancia de los puntos de alimentación a las colonias de buitre leonado (*Gyps fulvus*)

COMEDEROS	COLONIA CAÑIZAR DEL OLIVAR	COLONIA GARGALLO	COLONIA MONTORO DE MEZQUITA	COLONIA MOLINO DE ADOBAS
Ejulve-Tosquilla	4,31 km	4,75 km	10,66 km	10,61 km
Ejulve-Campillo	4,47 km	4,35 km	11,05 km	11,00 km
Alacón	23,80 km	23,37 km	37,12 km	24,75 km
Molinos	12,10 km	7,23 km	19,05 km	19,37 km
Mata de los Olmos	12,05 km	7,11 km	20,69 km	19,15 km

TABLA 9

**Distancias recorridas por los buitres leonados (*Gyps fulvus*)  
marcados desde las colonias de cría a los comederos**

COMEDEROS	"SANSÓN"	"TEMBLEQUE"	"CAMPILLO"	"ESTERCUEL"	"EJULVE"
Ejulve-Tosquilla	4,75 km	10,66 km	4,31 km		
Ejulve-Campillo	4,35 km	10,05 km	4,47 km	11,00 km	11,05 km
Alacón	23,37 km				
Molinos			12,10 km		
Mata de los Olmos			12,05 km		

### ÁREA DE CAMPEO

El área de campeo media de los buitres leonados radio-marcados fue de 92 km<sup>2</sup> (n=5, rango 22,9 km<sup>2</sup>/161 km<sup>2</sup>) (tabla 10 y mapas). El área de campeo máxima fue del ejemplar "Campillo" (161 km<sup>2</sup>) y la mínima de "Estercuel" (22,9 km<sup>2</sup>) (tabla 10 y mapas). La distancia media recorrida por los ejemplares en el área de campeo fue 8,9 km (n=5, rango 7,2 km/11,4 km). La distancia máxima recorrida fue del ejemplar "Sansón" (24 km) y la mínima de "Estercuel" (2,2 km) (tabla 10 y mapas). La media altitudinal del área de campeo fue de 955 m s.n.m. (mínima 710 y máxima 1.200 m s.n.m.), con una topografía contrastada y presencia de grandes cortados. Predominan las litologías calcáreas, con una importante alteración y erosión diferencial, que facilita la existencia de una gran oferta de cuevas y repisas para la ubicación de nidos. El área de campeo está ocupada principalmente por terrenos abiertos con presencia de matorral bajo y tierras de cultivo.

TABLA 10

**Áreas de campeo y distancias de los buitres leonados (*Gyps fulvus*) marcados**

EJEMPLAR	ÁREA DE CAMPEO	DISTANCIA MEDIA	DISTANCIA MÁXIMA	DISTANCIA MÍNIMA
"Campillo"	16.119 Ha/161 km <sup>2</sup>	7,2 km	14,8 km	4,3 km
"Estercuel"	2293 Ha/ 22,9 km <sup>2</sup>	8,1 km	12,1 km	2,2 km
"Sansón"	3640 Ha/36,4 km <sup>2</sup>	7,6 km	24 km	3,7 km
"Ejulve"	14.200 Ha/142 km <sup>2</sup>	11,4 km	18,7 km	3,1 km
"Tembleque"	10.059 Ha/100 km <sup>2</sup>	10,26 km	12 km	7,2 km

## DISPONIBILIDAD DE ALIMENTO

La biomasa diaria disponible en puntos de alimentación para aves carroñeras fue de 4.712 kg (tabla 11) (LORENTE *et al.*, 2002). Las necesidades tróficas diarias de la población de buitres leonados del área de estudio fue de 17.196 kg. No se ha tenido en cuenta la presencia de ungulados salvajes (cabra montés), la ganadería extensiva y la existencia de varios puntos de alimentación colindantes al área de estudio (como Foz de Calanda, Alfambra, Lécera, etc.).

TABLA 11

### Total biomasa disponible en puntos de alimentación por comarcas para las aves carroñeras (LORENTE *et al.*, 2002)

COMARCAS	TOTAL BIOMASA EN COMEDEROS
Bajo Martín	340
Cuencas Mineras	780
Andorra-Sierra de Arcos	203
Bajo Aragón	698
Maestrazgo	2.691
<b>TOTAL</b>	<b>4.712</b>

## DISCUSIÓN

La duración media de los radio-emisores con fijación de arnés obtenida en el presente trabajo es menor que la de otros estudios: 40-50 meses (SÁNCHEZ-CASTILLO *et al.*, en revisión), posiblemente debido a que los ejemplares adultos no toleraban este sistema de marcaje. Por el contrario los radio-emisores fijados a la anilla metálica fueron tolerados y no interfirieron en el desarrollo normal de la reproducción. La filopatría parece ser muy característica de muchas poblaciones de rapaces y otras especies (SUTHERLAND *et al.*, 2000; FORERO *et al.*, 2002). Existen muy pocos datos sobre las tendencias filopátricas de la especie. TERRASE (1977) observó un buitre leonado criando en la misma colonia pirenaica donde nació (Francia); un buitre leonado anillado de pollo en Valderejo (Álava) crió posteriormente en Sierra Salvada (Álava) (A. Camiña, com. pers.); un pollo anillado en Embid de la Ribera (Zaragoza) apareció muerto a los ocho años en la misma localidad (A. Aragües, com. pers.) y por último, un pollo anillado en Montejo de la Vega (Segovia) estuvo criando en Riaño (León), procedente de poblaciones próximas en aumento (P. Mateo com. pers.) (tabla 12). Este último caso responde al establecimiento de la fracción de dispersantes (OLEA *et al.*, 1999). A pesar de la escasa información recopilada, la especie parece mostrar cierta tendencia a la filopatría, con una distancia media natal de 77 km (n=3). Los ejemplares se establecieron en las colonias coincidiendo con la

época más álgida de cópulas y con el periodo de puesta, entre finales de diciembre y febrero (FERNÁNDEZ y FERNÁNDEZ, 1974; NOVAL, 1975; LECONTE, 1977; PERCO *et al.*, 1983; ELOSEGUI, 1989; ARROYO *et al.*, 1990). El tiempo dedicado a la actividad de vuelo por el buitre leonado en el presente trabajo fue menor que el obtenido por LECONTE (1977), un 58,3-66,6%. Posiblemente debido a que el área de campeo fuera muy rica en recursos tróficos (BOSHOF *et al.*, 1984).

Las áreas de campeo obtenidas en el presente estudio son menores que las halladas en otros trabajos. ARROYO y GARZA (1995) observan que la colonia es el principal centro de actividad, en torno a la cual se agrupan el 50% de las localizaciones, con áreas de campeo entre los 71 y los 590 km<sup>2</sup>. Cuando agrupamos el 100% de las localizaciones, las áreas de campeo aumentan de 1.874 a los 8.038. Los desplazamientos realizados por la especie en el presente trabajo son en la mayor parte de los casos inferiores a los hallados en otros trabajos (tabla 14). BOSHOF *et al.* (1984) observaron en buitres del Cabo (*Gyps coprotheres*) equipados con radio-emisores movimientos de 6-15 km, en un área de campeo de 554 km<sup>2</sup>. KONIG (1974) estudió buitres leonados nidificantes en Extremadura que poseían un radio de 25 km. ELOSEGUI y ELOSEGUI (1977) y ELOSEGUI (1979) siguieron buitres leonados pirenaicos marcados que realizaban desplazamientos de 25-75 km lineales desde la colonia hasta puntos de alimentación. ARROYO y GARZA (1995), que agruparon los intervalos de distancia, determinaron que el 69% de las localizaciones quedaban a menos de 20 km de la colonia, el 24% entre 20 y 50 km, el 6% entre 50 y 80 km y el 3% a más de 80 km en torno a la colonia. GLUTZ VON BLOTZHEIM *et al.* (1971) estiman desplazamientos de 50-60 km. CAMIÑA y MONTELIO (2006) observaron buitres leonados de Pirineos y Sistema Ibérico realizar desplazamientos de 33-62 km desde sus colonias hasta puntos de alimentación. PENNYCUICK (1972) contempló cómo un buitre moteado (*Gyps rueppellii*) recorría desde la zona de alimentación hasta la colonia 75 km, a una velocidad de 35 km/h, y cómo otros dos realizaban movimientos de hasta 140 km, con áreas de campeo de 40.000 km<sup>2</sup>. GENERO (1985) siguió buitres leonados que ocupaban en primavera y verano los pastos alpinos de la Carintia austríaca y desaparecían a partir de otoño, suponiendo que estos buitres llegaban de las colonias croatas de la costa adriática a 150 km de distancia.

La cercanía de una fuente predecible de alimento, como son los comederos y los muladares, a las colonias de cría ha podido provocar una reducción del tiempo dedicado a la búsqueda de alimento y de la magnitud de los desplazamientos. Ninguno de los ejemplares marcados realizó grandes desplazamientos, que según algunos autores no parecen ser muy usuales, teniendo un marcado carácter estacional (periodo estival) (ARROYO y GARZA, 1995). ELOSEGUI (1979) observa buitres leonados nidificantes en una de ambas vertientes pirenaicas realizar desplazamientos hacia la otra vertiente en busca de carroñas.

Por último, la incorporación de un S.I.G. en el manejo y análisis de los datos obtenidos en campo se ha mostrado como una eficaz herramienta de cara a la consecución de parámetros e información de diversos aspectos relacionados con el objeto de estudio, facilitando en muchas ocasiones y posibilitando en otras la obtención de datos diversos que contribuyen a un análisis más detallado.

TABLA 12

**Lugar de nacimiento, lugar de establecimiento para la cría y distancia entre ambos**

EJEMPLAR	LUGAR DE NACIMIENTO	AÑO	LUGAR DE NIDIFICACIÓN	AÑO	DISTANCIA
07V	Segura de Baños (Teruel)	1992	Alcaine (Teruel)	2001	16 km
	Valderejo (Álava)	1997	Sierra Salvada (Álava)	2006	16 km
2KJ	Montejo de la Vega (Segovia) Sistema Central	2001	Riaño (León) Cordillera Cantábrica	2006	200 km
AB. 1348	Embid de la Ribera (Zaragoza)	1979	Embid de la Ribera (Zaragoza)	1987	-

TABLA 13

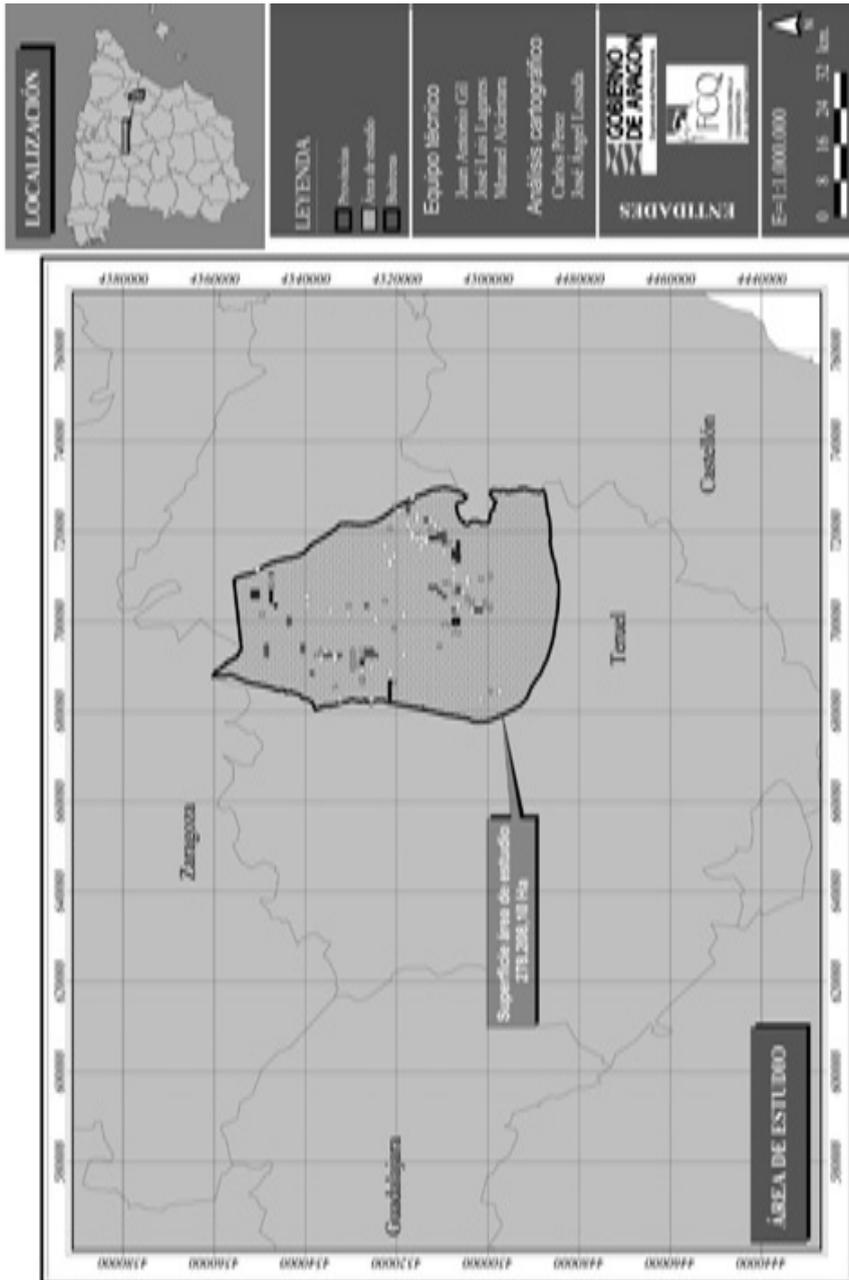
**Desplazamientos diarios de buitres desde sus colonias de cría**

AUTOR	ESPECIE	DESPLAZAMIENTOS (en km)
GLUTZ <i>et al.</i> (1971)	<i>Gyps fulvus</i>	50-60
PENNYCUICK (1972)	<i>Gyps rueppellii</i>	75-140
ELOSEGUI y ELOSEGUI (1977)	<i>Gyps fulvus</i>	25-75
KONIG (1974)	<i>Gyps fulvus</i>	25
BOSHOFF <i>et al.</i> (1984)	<i>Gyps coprotheres</i>	6-15
GENERO (1985)	<i>Gyps fulvus</i>	150
ARROYO y GARZA (1995)	<i>Gyps fulvus</i>	20-80
CAMIÑA y MONTELIO (2006)	<i>Gyps fulvus</i>	33-62

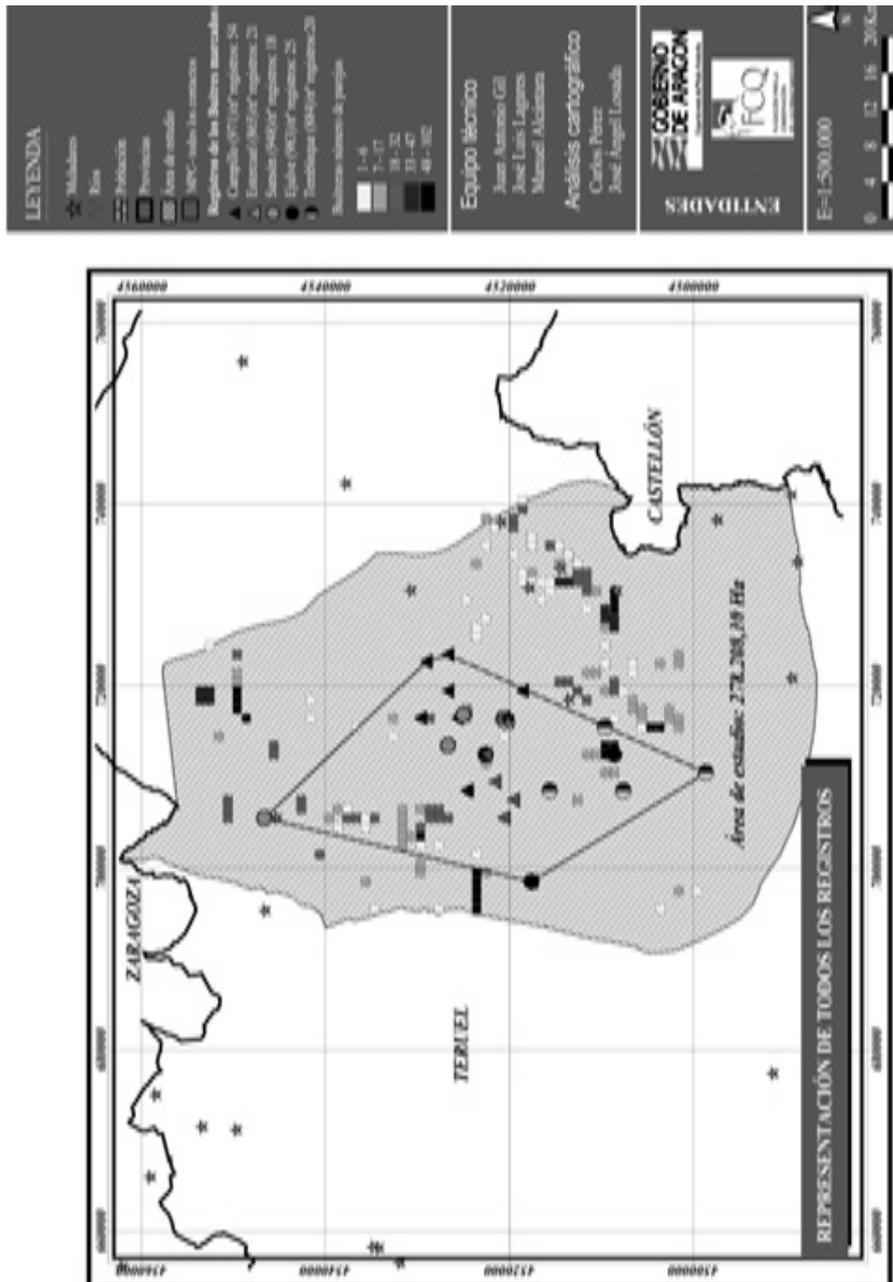
TABLA 14

**Localizaciones de buitres leonados (*Gyps fulvus*) marcados**

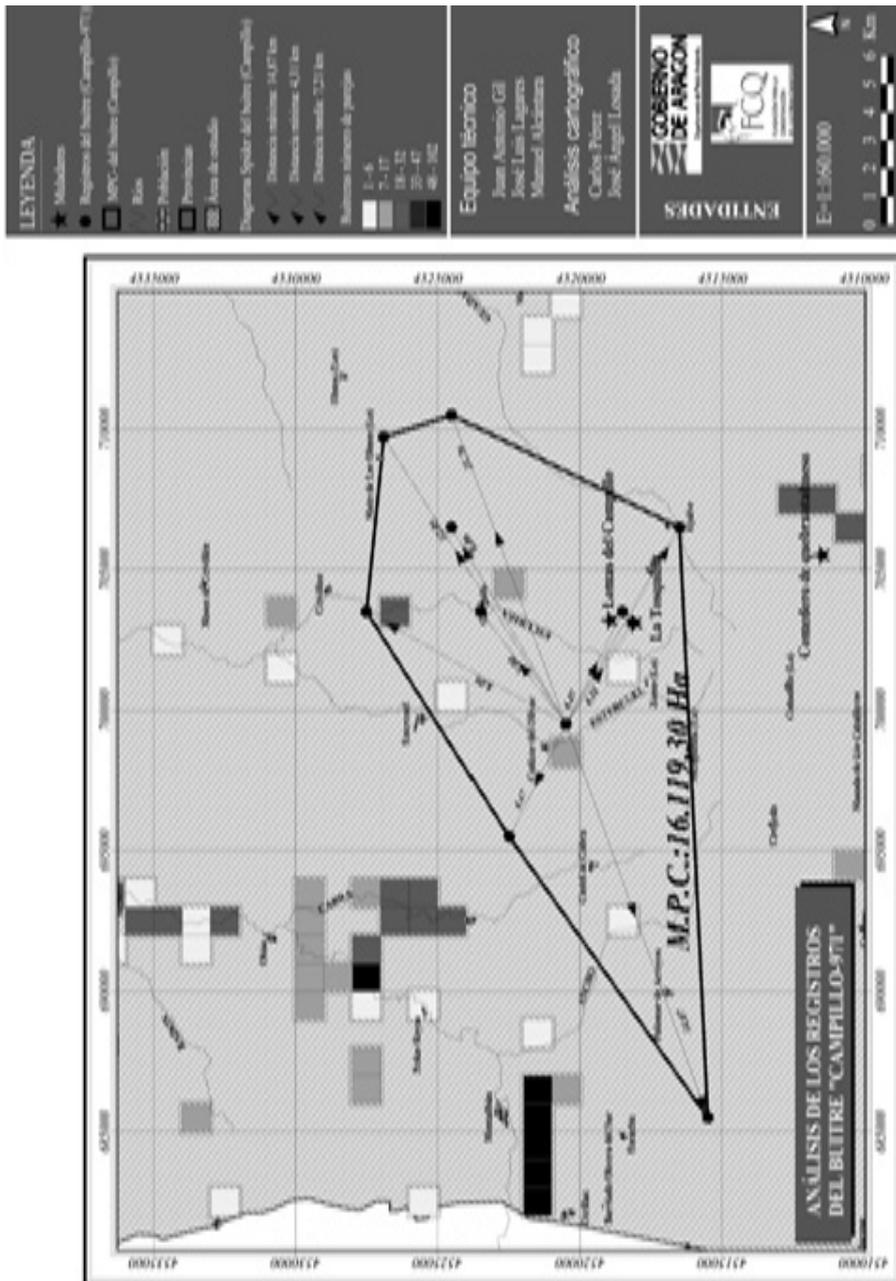
EJEMPLAR	LOCALIZACIÓN	km A SUS COLONIAS
"Tembleque"	Sierra Lastra	12 km
"Estercuel"	Puerto de las Traviesas	2 km
"Campillo"	San Just	8 km
"Tembleque"	Aliaga	8 km
"Campillo"	Gargallo	4 km
"Ejulve"	San Just	10 km
"Tembleque"	Cirugeda	8 km



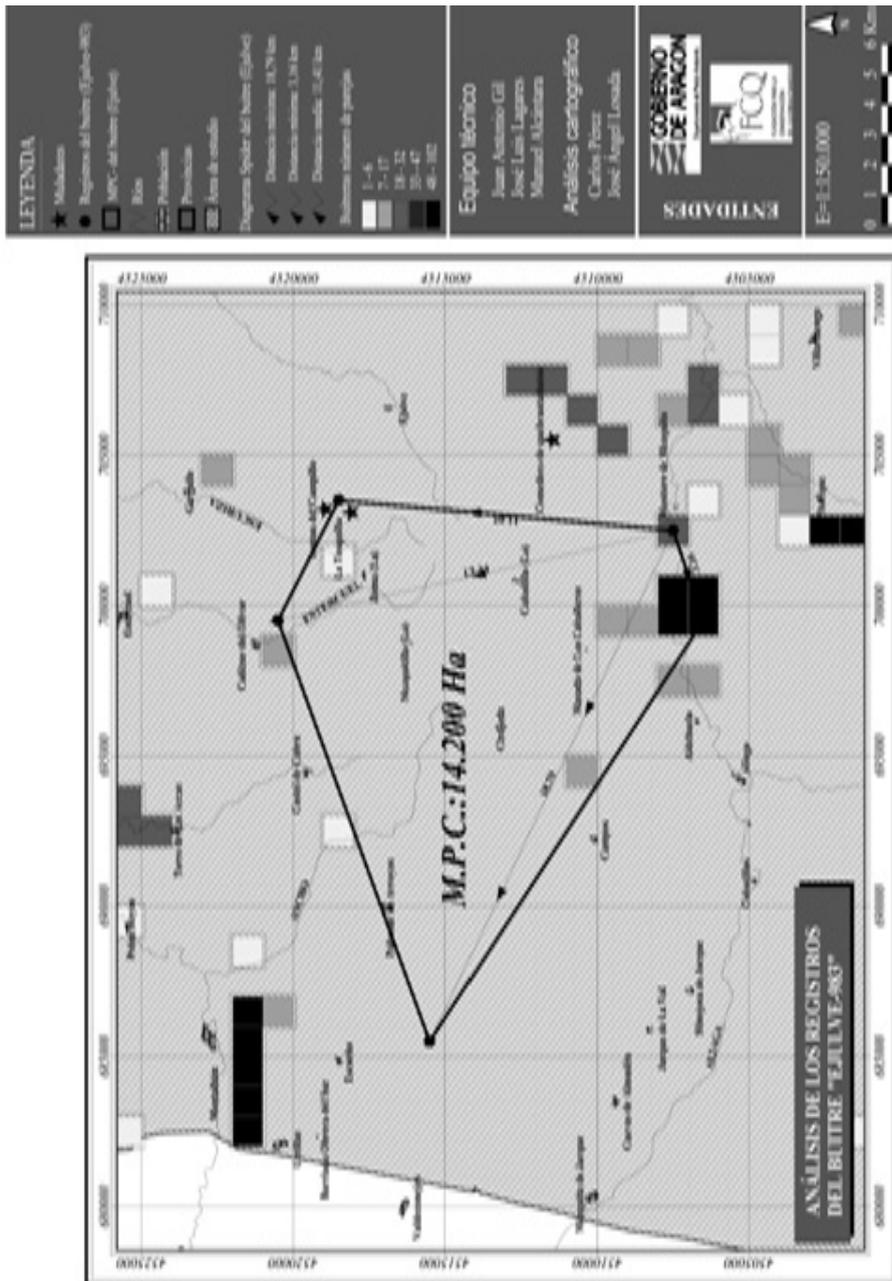
Mapa 1.



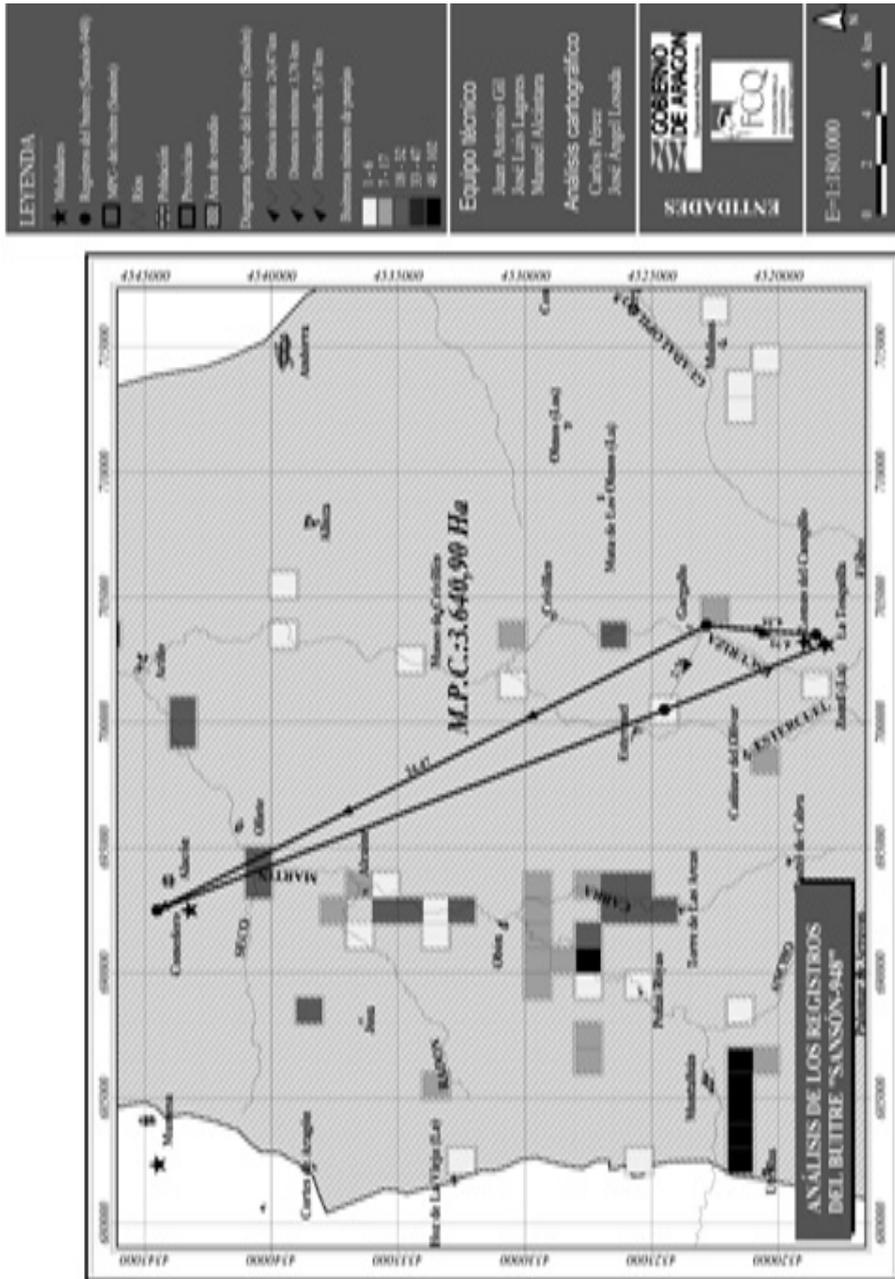
Mapa 2.



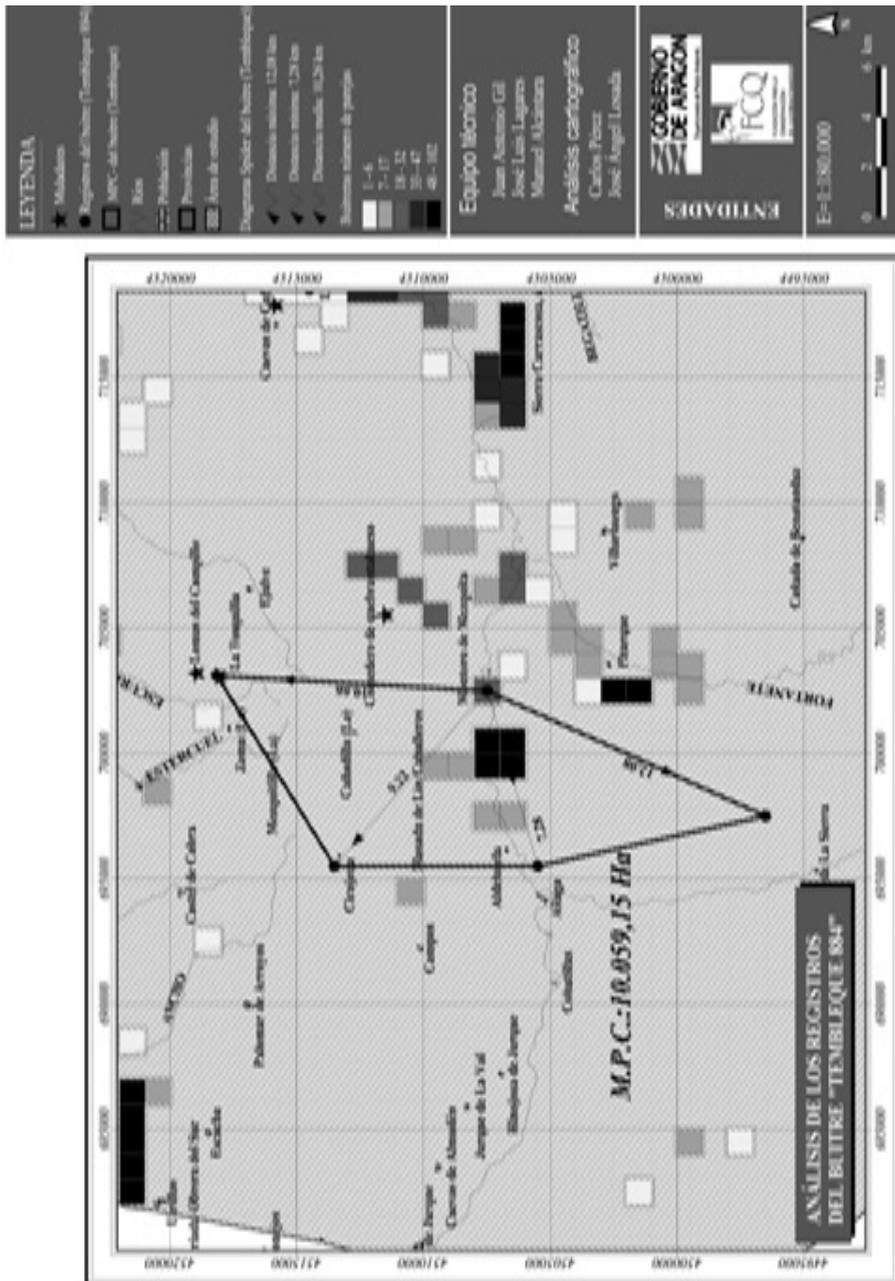
Mapa 3.



Mapa 4.







Mapa 7.

## Agradecimientos

Este estudio lo ha promovido y financiado el Gobierno de Aragón, a través del Departamento de Medio Ambiente, Dirección General de Medio Natural. Lo ha ejecutado la Fundación para la Conservación del Quebrantahuesos, en colaboración con Agentes de Protección de la Naturaleza del Gobierno de Aragón. Queremos expresar nuestro agradecimiento a todas aquellas personas que han facilitado la realización de este trabajo: O. Díez, L. Lorente, G. Báguena, E. Sánchez-Castillo, J. Ballesteros, E. Alcaine, D. Balaguer, J. Moreno, A. Pérez, J. Escorza, C. García, L. Lorenzo, D. Ripollés, R. García, L. Pérez y C. Pérez.

## BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, J.A. (1984), «Sur les quartiers d'hiver des vautours fauves migrateurs», *Alauda*, 52, pp. 308-309.
- ARROYO, B.; FERREIRO, E. y GARZA, V. (1990), *II Censo Nacional de buitre leonado (Gyps fulvus). Población, distribución, demografía y conservación*, Madrid, Sociedad Española de Ornitología, Colección Técnica ICONA, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación.
- ARROYO, B. y GARZA, V. (1995), *Seguimiento radio-telemétrico del buitre leonado (Gyps fulvus) en el Parque Natural de las Hoces del Río Duratón*, Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, Junta Castilla y León. Informe inédito.
- BAHAT, O.; HATZOFE, O.; KAPLAN, A. y WOODLEY, B. (2001), «Foraging Range and Movements of Griffon Vultures (*Gyps fulvus*) in Isrrale, as Determined by Satellite Tracking», *Abstracts 4<sup>th</sup> Eurasian Congress on Raptors, Seville*, 25-29 september 2001, Estación Biológica Doñana y Raptor Research Foundation.
- BERNIS, F. (1983), «Migration of the common griffon vulture in the western Palearctic», en S.R. WILBUR y J.A. JACKSON (eds.), *Vulture biology and management*, pp. 185-196, University of California Press Berkeley.
- BERTHOLD, P.; GRIESINGER, J.; NOWAK, E. y QUERNER, U. (1991), «Satelliten-telemetrie eines Gänsegeiers (*Gyps fulvus*) in Spanien», *Journal für Ornithologie*, 132, pp. 327-329.
- BLANCO, J.C. y GONZÁLEZ, J.L. (1992), *Libro Rojo de los Vertebrados de España*, Madrid, Colección Técnica ICONA, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación.
- BLOOM, P.H. (1987), «Capturing and handling raptors», en B. GIRON; B. MILLSAP; K. CLINE y D. BIRD (eds.), *Raptor management Techniques manual*, Institute for Wildlife Research National Wildlife Federation, Scientific and Technical Series n.º 10.
- BÓGUEL, R. (1994), «Measuring Locations and Flight Altitudes of Griffon Vultures (*Gyps fulvus*) by an Automatic Telemetry System», en B.-U. MEYBURG y R.D. CHANCELLOR (eds.), *Raptor Conservation Today*, pp. 325-333, London WWGBP/The Pica Press.
- BOSHOF, A.; ROBERTSON, A.S. y NORTON, P.M. (1984), «A radio-tracking study of an adult Cape griffon vulture (*Gyps coprotheres*) in the south-western Cape province», *S. Afr. J. Res.*, 14, pp. 73-78.
- CALVO, B. y FURNESS, R.W. (1992), «A review of the use and the effects of marks and devices on birds», *Ringling & Migration*, 13, pp. 129-151.
- CAMIÑA, A. y MONTELO, E. (2006), «Griffon Vulture (*Gyps fulvus*) food shortages in the Ebro Valley (NE Spain) caused by regulations against Bovine Spongiform Encephalopathy (BSE)», *Acta Ornithologica*, 41, pp. 7-13.

- CAMPOS, F. y LEKUONA, J.M. (1998), *Marcaje y seguimiento de buitres leonados Gyps fulvus en Navarra e importancia de sus dormideros (octubre 1997-marzo 1998)*, Departamento de Medio Ambiente, Ordenación del Territorio y Vivienda, Gobierno de Navarra. Informe inédito.
- CANO, C. (2006), «Cebos envenenados», *Revista Panda*, 94, pp. 8-13.
- CONSEJERÍA DE MEDIO AMBIENTE Y DESARROLLO RURAL DE CASTILLA-LA MANCHA (2007), «Castilla-La Mancha analiza el impacto de los parques eólicos», *Quercus*, 252, pp. 64-65.
- CORVACHO, C.; COSTILLO, E.; LAGOA, G. y MORAN, R. (2001), «Effect of Breeding Cycle on Foraging Areas and Home-Range of Black Vulture (*Aegypius monachus*) in Extremadura», *4<sup>th</sup> Eurasian Congress on Raptors*, Seville, 25-29 september 2001.
- DEL MORAL, J.C. y MARTI, R. (2001), *El buitre leonado en la Península Ibérica. III Censo Nacional y I Censo Ibérico Coordinado, 1999*, Monografía n.º 7, Madrid, SEO/BirdLife.
- DONÁZAR, J.A. (1993), *Los buitres ibéricos: biología y conservación*, Madrid, J.M. Reyero Editor.
- DONÁZAR, J.A. y CEBALLOS, O. (1987), *Uso del espacio y tasas reproductoras en el alimoche (Neophron percnopterus)*, Madrid, ICONA. Informe inédito.
- (1988), «Alimentación y tasas Reproductoras del alimoche (*Neophron percnopterus*) en Navarra», *Ardeola*, 35, pp. 3-15.
- ELOSEGUI, I. (1979), «I Censo De buitreras. Informe sobre Navarra y Norte de Zaragoza», *Ardeola*, 26-27, pp. 186-193.
- (1989), «Vautour fauve (*Gyps fulvus*), Gypaete barbu (*Gypaetus barbatus*), Percnoptere d'Egypte (*Neophron percnopterus*): Synthèse bibliographique et recherches», *Acta Biol. Mont. Serie documents de travail*, 3.
- ELOSEGUI, I. y ELOSEGUI R. (1977), «Desplazamientos de buitre comunes (*Gyps fulvus*) pirenaicos», *Munibe*, 39 (1-2), pp. 97-104.
- FERNÁNDEZ, J.A. y FERNÁNDEZ, L. (1974), «Sobre el sexo, mecanismos y procesos de reproducción en el buitre leonado (*Gyps fulvus*)», *Doñana. Acta Vertebrata*, 1 (2), pp. 109-118.
- FCQ (2002), *Plan de Recuperación del Quebrantahuesos en los Sistemas Montañosos del Noreste de España. Proyecto LIFE 98 NAT/E/005296*, Gobierno de Aragón, Departamento de Medio Ambiente. Informe final inédito.
- FERRER, M. y CALDERON, J. (1990), «The Spanish imperial eagle *Aquila adalberti* C.L. Brehm 1861 in Doñana National Park (South West Spain): A study of population dynamics», *Biological Conservation*, 51-2, pp. 151-161.
- FORERO, M.G.; DONÁZAR, J.A. e HIRALDO, F. (2002), «Causes and fitness consequences of territory chage and breeding dispersal distance in the Black Kite», *Ecology*, 83, pp. 858-872.
- GARRIDO, J.R.; CAMIÑA, A.; SURROCA, M. y MOTTO, J. (2001), «Migration of the Eurasian Griffon Vulture (*Gyps fulvus*) throughout the Iberian Peninsula», *Abstracts 4<sup>th</sup> Eurasian Congress on raptors*, Seville, 25-29 september 2001, Estación Biológica Doñana y Raptor Research Foundation.
- GENERO, F. (1985), «Indagine sulla presenza del grifone, *Gyps fulvus*, sulle Alpi Orientali», *Riv. Ital. Orn.*, 55, pp. 113-126.
- GIL, J.A.; LONGARES, L.A.; CHÉLIZ, G.; LORENTE, L.; BÁGUENA, G. y DíEZ, O. (2006), «Radio-seguimiento de un quebrantahuesos (*Gypaetus barbatus*) reproductor en el Parque Natural de la Sierra y los Cañones de Guara (Aragón, España)», *Lucas Mallada*, 12, pp. 75-88.

- GLUTZ VON BLOTZHEIM, U.; BAUER, K. y BEZZEL, E. (1971), *Handbuch der Vögel Mitteleuropas 4: Falconiformes*, Akademische verlagsgesellschaft Frankfurt am Main ed.
- GONZÁLEZ, L.M.; ALONSO, J.C.; HEREDIA, B. y GÓNZALEZ, J.L. (1986), *Éxito reproductor, mortalidad, periodo de dependencia y dispersión juvenil del águila imperial ibérica (Aquila adalberti) en el Parque Nacional de Doñana*, Monografía 36, Madrid, ICONA.
- HIRALDO, F.; NEGRO, J.; DONÁZAR, J.A. y GAONA, P. (1996), «A Demographic Model for a Population of the Endangered Lesser Kestrel in Southern Spain», *Journal of Applied Ecology*, 33 (5), pp. 1085-1093.
- GRIFFITHS, R.; DOUBLE, M.C.; ORR, K. y DAWSON, R.J.G. (1998), «A DNA test to sex most birds», *Molecular Ecology*, 7, pp. 1071-1075.
- KENWARD, R.E. (1976), *The effect of predation by goshawks, Accipiter gentilis, on woodpigeon, Columba palumbus populations*, D. Phil. Thesis, Oxford, 284.
- (1985), *Raptor radio-tracking and telemetry*, ICBO Technical Publication n.º 5.
  - (1987), *Wildlife radio-tagging. Equipment, field techniques and data analysis*, p. 222, London, Academic Press.
- KONIG, C. (1974), «Zum Verhalten spanischer Geier an Kadavern», *J. Orn.*, 115, pp. 289-320.
- LAGARES, J.L. (1999), *III Censo Nacional de buitre leonado (Gyps fulvus). Censo de buitreras provincia de Teruel 1999*. Informe inédito.
- LECONTE, M. (1977), «Etude de la reproduction du vautour fauve dans les Pyrénées occidentales», *Le Courbageot*, 4, pp. 8-19.
- LORENTE, L.; DíEZ, O.; CASTILLÓN, V.; SAMPIETRO, J. y PELAYO ALCÁNTARA, M.E. (2002), *Estudio de la situación actual de la red de muladares y vertederos en relación con la conservación de las aves carroñeras en Aragón. Bases técnicas para la creación de la red de comederos de aves carroñeras en Aragón*, Departamento de Medio Ambiente del Gobierno de Aragón. Informe inédito.
- MARTI, R. y DEL MORAL, J.C. (2003), *Atlas de las aves reproductoras de España*, Ministerio de Medio Ambiente y Sociedad Española de Ornitología, pp. 168-169.
- NOVAL, A. (1975), «Buitre común», *El libro de la fauna ibérica*, 2 (18), pp. 101-118.
- OLEA, P.; GARCÍA, J. y FALAGÁN, J. (1999), «Expansión del buitre leonado (*Gyps fulvus*) de la población y parámetros reproductores en un área de reciente colonización», *Ardeola*, pp. 81-88.
- PENNYCUICK, C.J. (1972), «Soaring behaviour and performance of some east African birds observed from a motor-glider», *Ibis*, 114, pp. 178-218.
- PERCO, F.; TOSO, S.; SUSIC, G. y APOLLONIO, M. (1983), Initial data for a study on the status, distribution and ecology of the Griffon Vulture (*Gyps fulvus* Hablitzl) (1783) in the Kvarner Archipelago», *Larus*, 33-35, pp. 99-134.
- SÁNCHEZ-CASTILLA, E.; LONGARES, L.A. y GIL, J.A. (2005), *El hábitat potencial del quebrantahuesos Gypaetus barbatus en el Sistema Ibérico oriental (Aragón, España)*, Fundación para la Conservación del Quebrantahuesos y Gobierno de Aragón. Informe inédito.
- SÁNCHEZ-CASTILLA, E.; GIL, J.A.; ANTOR, R.; BÁGUENA, B.; DíEZ, O.; LORENTE, L. y ALCÁNTARA, M. (en revisión), «Evaluation of a new arnés design for attachment of transmitters on the Bearded vultures (*Gypaetus barbatus*)».

- SEO (1981), «Primer censo de buitreras (1979)», *Ardeola*, 24, pp. 236-242.
- SUTHERLAND, G.D.; HARESTAD, A.S.; PRICE, K. y LERTZMAN, K.P. (2000), «Scaling of natal dispersal distances in terrestrial bird and mammals», *Conserv. Ecol.*, 4, p. 16; (on line) URL: <http://www.consecol.org/vol14/iss1/art16>
- TERRASE, J.F. (1977), «Maturite sexuelle du vautour fauve, premières données obtenues dans la nature», *Oiseaux*, 47, pp. 214-218.
- WILSON, E.O. (1975), *Sociobiology, the new synthesis*, Cambridge, Massachusetts, Belknap Press Of Harvard Univ. Press.

Recibido el 7 de febrero de 2008  
Aceptado el 27 de marzo de 2008



**ESTUDIO COMPARATIVO DE LA LIMNOLOGÍA  
DE DOS LAGUNAS DE MONTAÑA DE TERUEL, CON  
ESPECIAL REFERENCIA AL ZOOPLANCTON  
Y LOS OSTRÁCODOS**



*Andreu Escrivà, Javier Armengol  
y Francesc Mezquita*



# ESTUDIO COMPARATIVO DE LA LIMNOLOGÍA DE DOS LAGUNAS DE MONTAÑA DE TERUEL, CON ESPECIAL REFERENCIA AL ZOOPLANCTON Y LOS OSTRÁCODOS\*

*Andreu Escrivà, Javier Armengol  
y Francesc Mezquita\*\**

## RESUMEN

Con el presente estudio comparamos dos lagunas someras de montaña durante un ciclo anual, centrándonos en los grupos de invertebrados dominantes en el plancton y bentos (rotíferos y crustáceos). El principal objetivo del trabajo es evaluar los efectos que sobre estos grupos ejercen la temporalidad, turbidez, presencia de peces y cobertura de macrófitos, que han sido los principales factores que distinguen ambas lagunas. Estas lagunas (Laguna de Bezas y Laguna de Rubiales) están situadas a sólo 4,5 km la una de la otra, a la misma altitud (1.200 m s.n.m aproximadamente) en la Serranía de Albarracín. Mientras Bezas es permanente, Rubiales es temporal, secándose periódicamente. Además, muestran importantes diferencias en otros parámetros limnológicos: Bezas tiene aguas transparentes, alberga una densa población de peces y macrófitos sumergidos; en cambio, Rubiales posee una elevada turbidez y no tiene peces ni tuvo macrófitos durante la mayor parte del estudio. Estas diferencias parecen afectar de forma drástica a su microfauna acuática: los rotíferos dominan en densidad en Bezas, mientras Rubiales presenta mayor abundancia de microcrustáceos (copépodos calanoides y cladóceos). Los ostrácodos se encuentran prácticamente ausentes en Bezas, mientras que en Rubiales existe una diversa comunidad de estos crustáceos.

**Palabras clave:** zooplancton, ostrácodos, Teruel, laguna, hidroperiodo, macrófitos.

\* Resumen del trabajo realizado con una ayuda del Instituto de Estudios Turolenses en su XXV Concurso de Ayudas a la Investigación de 2007.

\*\* Departamento de Microbiología y Ecología de la Universitat de València.

## ABSTRACT

*Comparative study of the limnology of two freshwater mountain ponds in Teruel, with special reference to zooplankton and ostracods.*

With the present study we compare two freshwater mountain ponds during an annual cycle, focusing on rotifers and crustaceans, in order to evaluate the effects of temporality, turbidity, fish presence and macrophyte coverage. These ponds (Laguna de Bezas and Laguna de Rubiales) are located 4,5 kilometers apart at a similar altitude (c. 1200 m.a.s.l.) and landscape on the Iberian Mountain Range, in Teruel (Spain). Bezas is near-permanent and Rubiales is temporary, drying out periodically. In addition, they show important differences in other limnological traits: Bezas has transparent water, harbours a fish dense population and macrophyte cover, whereas Rubiales has an elevated turbidity, and no fishes non macrophytes during most of the study. These differences seem to affect drastically their aquatic microfauna: rotifers are density-dominant in the zooplankton of Bezas, while Rubiales is dominated by microcystaceans (calanoid copepods and cladocerans). Ostracods are nearly absent in Bezas, whereas the ostracod community of Rubiales presents high diversity.

**Key words:** zooplankton, ostracods, Teruel, lake, hydroperiod, macrophytes.

## INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

En los últimos años ha surgido un considerable interés por el estudio de la ecología de los sistemas acuáticos temporales, ya que la abundancia de tales sistemas, su ubicuidad y pequeño tamaño los hace idóneos para la investigación, tanto aplicada como básica (WILBUR, 1997; DE MEESTER, 2005). En el ámbito mediterráneo, y dada la escasez de sistemas acuáticos permanentes, estos ecosistemas ejercen un importante rol ecológico y un destacado papel en los ciclos biogeoquímicos, tradicionalmente minusvalorado (DOWNING, 2008). Son numerosos los estudios actuales que se centran en la descripción de los distintos sistemas acuáticos temporales, dado el desconocimiento que se tiene de ellos, especialmente en el ámbito mediterráneo (LÓPEZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1998; FAHD *et al.*, 2000; BOIX *et al.*, 2001; MURA y BRECCIAROLI, 2003). Sin embargo, el estudio integrado del zooplancton y zoobentos de charcas temporales y su comparación con el de otras permanentes de similares características no cuenta con muchos antecedentes, focalizándose principalmente en un número limitado de especies de unos pocos grupos taxonómicos (COLE, 1966; DANA, 1981; BOIX *et al.*, 2002; BRUNO *et al.*, 2002; FRISCH y SANTER, 2004), aunque hay algunas excepciones que sí han incluido un amplio espectro de grupos taxonómicos (BRUCET, 2005; SEMINARA, 2008). En la mayoría de los casos que han sido objeto de estudios comparativos, suelen centrarse en los macroinvertebrados de sistemas lóticos, en los que el sistema temporal suele ser un arroyo o riachuelo intermitente, que se compara a una corriente de caudal permanente (WILLIAMS, 2006).

En el caso del presente estudio, se han escogido 2 sistemas acuáticos continentales que comparten las características ambientales básicas (clima, altitud y, a grandes rasgos, la morfometría): la

Laguna de Bezas y la Laguna de Rubiales o Balsa del Pinar, situadas en la Serranía de Albarracín y separadas por apenas 4,5 km. Estos dos sistemas, sin embargo, se diferencian claramente en el régimen hídrico: mientras uno de ellos es claramente temporal y se seca casi todos los años (Rubiales), el otro se puede definir como casi permanente, siguiendo la terminología utilizada por WILLIAMS (2006): sólo se seca en periodos de sequía muy prolongados.

Además, hay otras diferencias significativas entre ambas lagunas que también son determinantes entre la estructura y funcionamiento de los ecosistemas acuáticos continentales, tales como la presencia de comunidades de peces o macrófitos sumergidos. Se ha constatado la presencia de una población de carpas (*Cyprinus carpio*) en la Laguna de Bezas; además, ésta presenta una elevada cobertura del lecho por parte de macrófitos subacuáticos, cobertura que en la mayoría de zonas alcanza el 100%, mientras que en 3 de los 4 muestreos realizados en Rubiales apenas se encontró vegetación sumergida. La presencia de macrófitos tiene una gran relevancia en lagunas someras, siendo uno de los principales factores que influyen en la estructura de estos sistemas (SCHEFFER *et al.*, 1993; SCHEFFER, 2004). Por lo que respecta a la presencia de las carpas, se ha comprobado de forma experimental que éstas tienen un acusado impacto sobre la dinámica de los nutrientes y la comunidad planctónica y bentónica, así como sobre la población de macrófitos subacuáticos. Esto es debido tanto al efecto de la bioturbación como la excreción y depredación selectiva (MATSUZAKI *et al.*, 2007). El efecto de los peces planctívoros puede llegar a determinar la estructura y tamaño del zooplancton y, en consecuencia, alterar el mecanismo de control top-down del fitoplancton (BROOKS y DODSON, 1965; COLE, 1966; SHAPIRO y WRIGHT, 1984; SCHEFFER, 2004; YANG *et al.*, 2005). De hecho, en trabajos previos se han reconstruido las comunidades de peces en base a las inferencias hechas a partir de los cambios de tamaño de la comunidad de cladóceros registrados en el sedimento (JEPPESEN *et al.*, 2001).

En los sistemas temporales se han estudiado tanto el zooplancton como el zoobentos, aunque habitualmente de forma separada. Sin embargo, en estos sistemas, dado su carácter somero, existe una estrecha interacción entre la comunidad bentónica (considerándola como aquella que vive asociada a un sustrato) y la planctónica (la que ocupa las masas de aguas libres), dándose un flujo constante de materia y energía entre estas dos comunidades (SCHEFFER, 2004). En estos sistemas ambas comunidades son difíciles de separar, las cadenas y las redes tróficas no deben considerarse como compartimentos estancos (WILBUR, 1997). En estos sistemas hemos estudiados los grupos principales de microinvertebrados planctónicos y bentónicos: rotíferos, cladóceros, copépodos y ostrácodos. Entre ellos, estos últimos son particularmente importantes ya que pueden llegar a ser cuantitativamente dominantes en las redes tróficas de lagunas temporales (ALCORLO *et al.*, 2001).

Asumiendo estas consideraciones, el presente trabajo se planteó como un estudio comparativo entre dos sistemas acuáticos cuyas características limnológicas no habían sido estudiadas con anterioridad. A pesar de sus semejanzas, ambos sistemas están claramente diferenciados por el hidropérido, la presencia o no de peces y la cobertura de macrófitos; todos ellos factores clave en la regulación de las comunidades acuáticas de aguas someras. Nuestro objetivo es describir sus agrupaciones zooplanctónicas y microzobentónicas con el fin de comparar su funcionamiento ecológico y asociarlo con los parámetros ambientales que caracterizan a cada masa de agua.

## METODOLOGÍA

### ÁREA DE ESTUDIO

La Laguna de Bezas (30T 0642768 X 4463002 Y) es una masa de agua casi permanente (la última vez que se secó fue en 1994) de reducidas dimensiones (3,5 Ha aproximadamente y una profundidad máxima de 2,5 m), situada a 1.233 metros de altitud en la Serranía de Albarracín, y recientemente incluida dentro de los límites del Paisaje Protegido de los Pinares de Rodeno. Se asienta sobre un sustrato calcáreo, y se encuentra rodeada de una orla de juncos (*Juncus* sp.) de escasa densidad. Contiene una población bien desarrollada de macrófitos, que varía a lo largo del año; hemos encontrado pies de *Chara* sp., *Ceratophyllum demersum*, *Ranunculus* sp., *Polygonum amphibium* y *Myriophyllum* sp. Se enclava en un entorno dominado por extensos pinares de pino rodeno (*Pinus pinaster*) y bosquetes de sabinas (*Juniperus thurifera*).

La Laguna de Rubiales o Balsa del Pinar (30T 0647161 X 4461119 Y) es una masa de agua de menores dimensiones (2,1 Ha aproximadamente y una profundidad máxima de 2 m), situada a 1.202 m de altitud, de carácter marcadamente temporal (se seca de forma estacional casi todos los años). Durante el periodo de estudio siempre mantuvo una lámina de agua y no llegó a secarse, pero se llenó tras una prolongada sequía en la primavera de 2007, es decir la anterior al comienzo del estudio. La orla de vegetación palustre circundante (compuesta de forma mayoritaria por juncos del género *Eleocharis* sp.) es de mayor densidad y extensión que la de Bezas. Al igual que en ésta, la vegetación terrestre que la circunda está compuesta básicamente por pinares con sabinas dispersas.

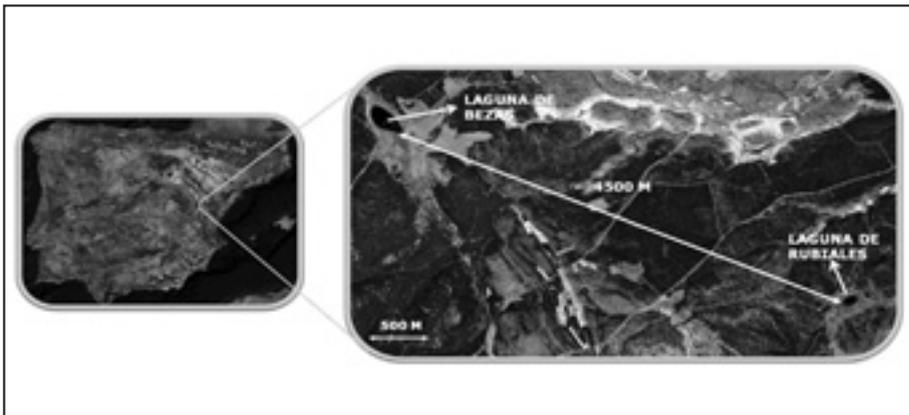


Fig. 1. Situación de la Laguna de Bezas y la de Rubiales (modificado a partir de Google Earth).

## TRABAJO DE CAMPO

### Fechas

El trabajo de campo se ha desarrollado a lo largo de cuatro muestreos estacionales (05/07/2007, 21/10/2007, 22/02/2008, 04/06/2008), con el fin de poder realizar una mejor descripción de las principales comunidades que se suceden a lo largo de un ciclo anual.

### Diseño de muestreo

Con el fin de obtener una mejor representatividad del sistema, y una vez comprobada sobre el terreno la existencia de distintos microhábitats, se seleccionaron distintos puntos de muestreo en cada laguna. En la Laguna de Bezas se tomaron muestras en tres puntos (2 litorales –BE1 y BE3– y una en la zona central a una profundidad aproximada de 1,5 m –BE2–); en la Laguna de Rubiales se tomaron muestras en dos puntos (1 litoral y 1 central, RU1 y RU2 respectivamente) (figuras 2 y 3). En cada uno de los puntos se tomó una muestra de bentos y dos de plancton, una cualitativa y otra cuantitativa, excepto en BE2, que resultó imposible tomar una muestra de bentos, dado que el lecho estaba cubierto de un alga filamentosa (*Cladophora* sp.) y no se podía pasar la red de forma adecuada. Las muestras centrales se tomaron adentrándose en la masa de agua mediante un vadeador y utilizando una piragua en la época de máxima inundación. Debe remarcar que BE3 presentó restos evidentes del paso de ganado (excrementos y pisadas, y se intuye que, en episodios de lluvias intensas, puede ser la entrada de un pequeño arroyo proveniente de un prado situado en una cota superior, rodeado de campos de cereal y cercano a un corral con ganado).

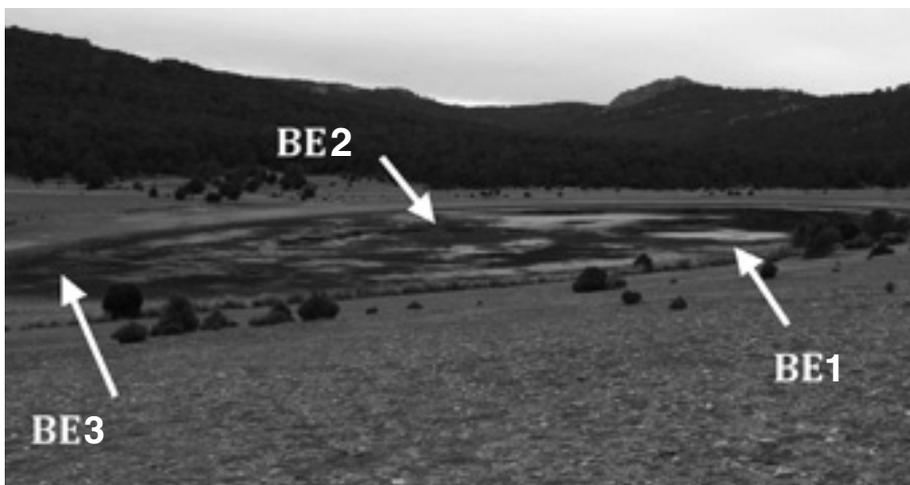


Fig. 2. Puntos de muestreo en la Laguna de Bezas (23/10/2007).



Fig. 3. Puntos de muestreo en la Laguna de Rubiales (23/10/2007).

## Técnicas y métodos de muestreo

### *Muestras biológicas*

Para el muestreo cualitativo de zooplancton se usó una malla de 65  $\mu\text{m}$  de apertura de poro. Se pasó repetidas veces por el punto de muestreo mediante un mango extensible, cubriendo toda la columna de agua. El muestreo cuantitativo de zooplancton se realizó con un filtro de 30  $\mu\text{m}$  de apertura de poro, filtrando 10 litros o más siempre que ello fuera posible. En ambos casos las muestras se fijaron con formaldehído, alcanzando una concentración final del 4%. Las muestras de zoobentos se tomaron con una red de mano de 100  $\mu\text{m}$  de apertura de poro, realizando distintas pasadas en cada punto de muestreo y reconcentrando la muestra previamente vertida sobre una bandeja. Las muestras se fijaron al 30% de etanol en el campo y se aumentó la concentración al 70% en el laboratorio para su óptima conservación.

### *Fisicoquímica*

En el campo se tomaron los valores de los siguientes parámetros, previa calibración *in situ* de los aparatos:

- Conductividad: medida en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  mediante un conductímetro Hanna Instruments.
- Oxígeno disuelto: se midió el porcentaje de saturación y la concentración en  $\text{mg}/\text{L}$  mediante un oxímetro WTW 330i.

- pH: se midió con un pH-metro Hanna Instruments.
- Temperatura del agua: el valor se estableció a partir del termistor acoplado al oxímetro.

### *Nutrientes y clorofila*

Se tomaron 1,5 litros de agua para los análisis posteriores, conservándose en una nevera de mano hasta su filtración en el laboratorio, que se realizó el mismo día del muestreo.

## LABORATORIO

Una vez recolectadas las muestras, se procedió a su análisis en el laboratorio.

### Muestras biológicas

Las muestras de zooplankton se contaron en un microscopio invertido; para las determinaciones taxonómicas se utilizó también un microscopio óptico. Las guías taxonómicas de referencia han sido ALONSO (1996) para los cladóceros y anostráceos, KOSTE (1978) y SEGERS (1995) para los rotíferos y DUSSART (1967 y 1969) para los copépodos. En las muestras cuantitativas se contaron todos los individuos presentes, excepto en aquellos casos que se reseñan en los resultados (donde debido a la alta densidad se contó sólo una fracción y se estimó el total); las muestras cualitativas se utilizaron para confirmar o ampliar los datos de diversidad biológica, dado el mayor volumen filtrado. Las muestras de ostrácodos se contaron mediante un estereomicroscopio hasta llegar, como mínimo, hasta los 150 individuos (excepto en un caso en el que se contó toda la muestra sin llegar a este número), que posteriormente se separaron en un microtubo para su conteo detallado y determinaciones taxonómicas. Además, se miró la totalidad de la muestra para confirmar los valores de diversidad biológica; la clave usada ha sido la monografía de MEISCH (2000).

### Análisis químicos

Se filtró un volumen variable de la muestra de agua (dependiendo de los sólidos en suspensión; en cualquier caso se filtró siempre el mayor volumen posible) a través de filtros de fibra de vidrio Whatman GF/F. Con el agua filtrada se realizaron análisis de nitratos (Spectroquant® Ref. 1.14942.0001), nitritos (Spectroquant® Ref. 1.14776.0001) y fosfatos (Spectroquant® Ref. 1.14848.0001), mediante el uso de espectrofotómetro. El análisis de amonio se realizó con agua no filtrada, mediante el test Aqua-merck® ref. 1.14567.000.

## RESULTADOS

### CARACTERÍSTICAS AMBIENTALES

En la figura 4 se muestra la evolución de la precipitación y temperaturas medias para el período comprendido entre marzo de 2007 y julio de 2008 registradas en el observatorio de Teruel, el más cercano al área de estudio de la que dista menos de 15 km en línea recta. A lo largo del periodo de

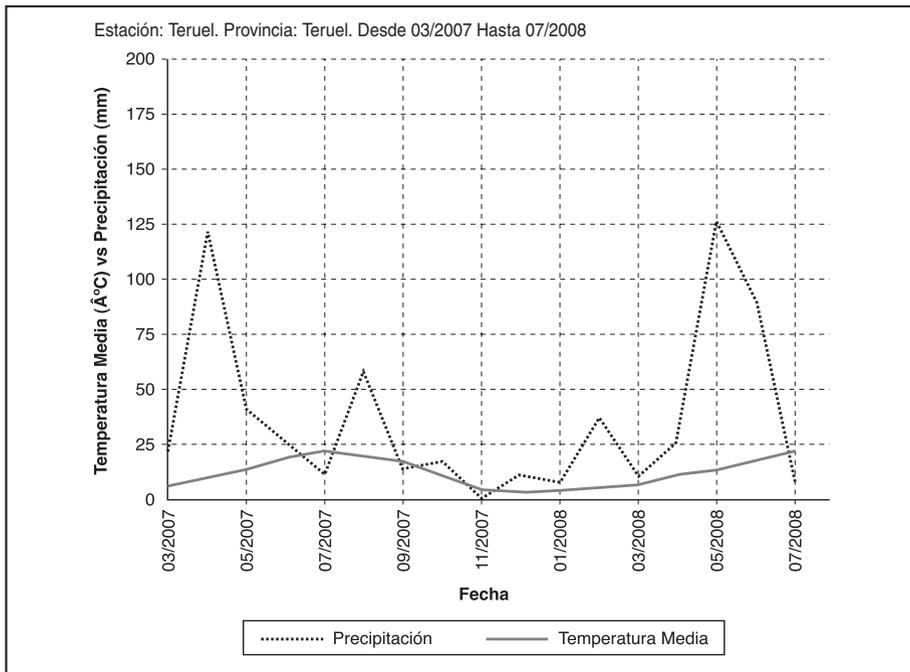


Fig. 4. Precipitaciones mensuales y temperatura media para el observatorio de Teruel (gráfico generado a partir de los datos disponibles en la web del Ministerio de Medio Ambiente).

estudio se observan dos importantes periodos de lluvias en la primavera temprana de 2007 y en la primavera tardía de 2008, y un periodo bastante seco entre ellos.

Las principales características físicas y químicas están resumidas en la tabla 1. Ambas lagunas se pueden considerar como sistemas de aguas muy poco mineralizadas. Los valores de conductividad no han cambiado mucho a lo largo del ciclo anual: la Laguna de Bezas osciló entre 172  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (BE1A) y 240  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (BE3P), mientras que en Rubiales pasó de los 130  $\mu\text{S}/\text{cm}$  de RU1P y RU2P hasta los 214  $\mu\text{S}/\text{cm}$  medidos en RU1S. El valor más bajo de junio en Rubiales es debido a las lluvias primaverales (fig. 4), que volvieron a ser abundantes en 2008, e incrementaron de forma notable el volumen de agua contenida.

El pH sí permite establecer diferencias entre ambas lagunas, puesto que a excepción del muestreo de febrero, los valores obtenidos en la laguna de Rubiales son siempre notablemente más bajos que los registrados en la Laguna de Bezas.

Por lo que respecta al oxígeno disuelto, nos encontramos ante valores altamente variables, tanto dentro de los mismos sistemas como entre ellos. Sí se observa con relativa claridad que BE3 suele presentar valores más altos que los del resto de la laguna. En todos los muestreos este punto presentaba

TABLA I

**Parámetros ambientales y características fisicoquímicas de los distintos puntos de muestreo.  
Los campos en asterisco indican que no se pudo analizar la muestra y no se dispone de un valor**

PUNTO	FECHA	CÓDIGO	HORA	MET	T°AMB	pH	T°a	COND. (µS/cm)	O <sub>2</sub> (mg/L)	O <sub>2</sub> (%)	Chl.a (µg/L)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> (mg/L)	PO <sub>4</sub> <sup>-3</sup> (mg/L)	PROF. (cm)
BE1	05/07/07	BE1S	12:00	Sol	15	8,9	22,8	193	8,4	117	1,8	0,821	0,02	1,00	0,035	40
BE2	05/07/07	BE2S	12:45	Sol	16	8,8	22,1	197	6,9	93	1,8	0,853	0,00	1,00	0,035	120
BE3	05/07/07	BE3S	13:20	Sol	17	10,0	25,7	186	16	230	2,7	0,926	0,04	1,00	0,048	30
RU1	05/07/07	RU1S	17:30	Sol	17	7,4	26,2	214	4,5	65	21,1	0,918	0,05	0,00	0,048	30
RU2	05/07/07	RU2S	18:00	Sol	16	7,1	21,0	215	1,8	24	11,3	0,878	0,04	0,00	0,063	120
BE1	23/10/07	BE1A	13:00	Nub.	18	10,0	10,0	172	13,7	140	6,9	1,007	0,02	0,25	0,037	40
BE2	23/10/07	BE2A	13:30	Nub.	18	8,9	10,8	229	11,5	120	1,2	0,926	0,01	0,40	0,039	120
BE3	23/10/07	BE3A	14:30	Nub.	18	9,4	11,2	239	14	150	9,7	0,878	0,01	0,00	0,041	30
RU1	23/10/07	RU1A	17:20	Nub.	12	7,7	11,4	195	11	117	13,0	0,829	0,06	0,40	0,046	25
RU2	23/10/07	RU2A	18:00	Nub.	12	7,5	11,4	189	10,7	118	11,6	0,942	0,10	0,40	0,052	55
BE1	22/02/08	BE1W	12:30	Sol	11	8,4	12,6	189	7,3	79	1,3	1,759	0,00	0,00	0,043	40
BE2	22/02/08	BE2W	12:45	Sol	11	8,7	10,0	174	9,8	98	1,3	2,139	0,00	0,00	0,035	120
BE3	22/02/08	BE3W	13:15	Sol	11	9,4	18,5	204	13,6	172	61,7	1,678	0,03	0,00	0,058	5
RU1	22/02/08	RU1W	16:15	Sol	11	9,4	14,2	165	14,6	162	18,7	1,577	0,00	0,00	0,060	20
RU2	22/02/08	RU2W	16:40	Sol	11	8,4	11,7	152	10,7	113	4,1	1,565	0,00	0,00	0,052	40
BE1	04/06/08	BE1P	12:40	Lluvia	19	9,4	18,6	210	11,1	111	1,7	*	*	0,00	*	50
BE2	04/06/08	BE2P	12:50	Lluvia	19	9,0	18,0	230	8,2	82	0,6	*	*	0,00	*	120
BE3	04/06/08	BE3P	13:30	Lluvia	19	7,5	20,0	240	7,9	84	17,1	4,255	0,02	0,00	0,037	35
RU1	04/06/08	RU1P	17:00	Nub.	21	7,4	23,5	130	7,5	80	3,2	2,204	0,01	0,00	0,035	50
RU2	04/06/08	RU2P	17:00	Nub.	21	7,4	22,3	130	5,1	54	2,8	*	0,01	0,00	0,039	10

un nivel de agua mucho más bajo (siendo la parte más somera de la laguna) y una presencia mayoritaria de algas filamentosas, de todas formas debemos resaltar que este parámetro puede estar sometido a fuertes oscilaciones diarias en lagunas eutróficas y someras tal como corresponde al punto 3.

Los valores de temperatura deben considerarse teniendo en cuenta que en lagunas someras es un parámetro que también fluctúa con el ciclo diario, y que los muestreos se realizaron a distintas horas, lo que influye de forma determinante debido a la diferencia de insolación. Sin embargo, a grandes rasgos se aprecia la variación estacional y también puede constatar que aquellos puntos con un nivel del agua menor (BE3 y RU1) presentan siempre, a la hora del muestreo, una temperatura mayor, debido a la menor inercia térmica y a su condición de puntos litorales, lo que permite un mayor calentamiento por insolación. Especialmente significativo es el caso del muestreo de invierno, que se realizó bajo unas condiciones atmosféricas de insolación intensa y sin viento, y en el que tanto BE3 como RU1 presentaron el menor nivel del ciclo anual (5 y 20 cm respectivamente, tras una precipitación acumulada menor de 20 litros/m<sup>2</sup> en los 3 meses anteriores): los valores de temperatura fueron 18,5 y 14,2 respectivamente, muy por encima de los otros puntos de las dos lagunas.

Por lo que respecta a los valores obtenidos tras la realización de los análisis químicos, podemos afirmar que la clorofila fue la única variable que presentó diferencias claras entre ambas lagunas y a lo largo del ciclo de muestreo. La concentración de NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup> y PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> no muestra grandes diferencias, y es baja, coincidente con la poca exposición de ambos sistemas a entradas de nutrientes de origen antrópico. La concentración de NO<sub>3</sub><sup>-</sup> no presenta grandes diferencias entre ambos sistemas, pero aumenta a lo largo de los muestreos; la de NO<sub>2</sub><sup>-</sup> y NH<sub>4</sub><sup>+</sup> decrece a lo largo del periodo de estudio, la segunda hasta llegar a valores indetectables usando los métodos descritos; y la concentración de PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> se mantiene estable a lo largo del ciclo, presentando BE3 valores ligeramente superiores a BE1 y BE2.

La clorofila *a*, sin embargo, presenta grandes variaciones en las distintas fechas, y son notables las diferencias entre los puntos de muestreo, especialmente entre BE3 y los otros puntos de Bezas. Tanto BE1 como BE2 presentan concentraciones de clorofila similares entre ellos, y también a lo largo del ciclo de muestreo: oscilan de 0,6 µg/L (BE2P) a 6,9 µg/L (BE1A). No obstante, BE3 pasa de 2,7 µg/L el 05/05/2007 a 61,7 µg/L el 22/02/2008. Este cambio brusco (el 23/10/2007 el valor era de 9,7 µg/L) se relaciona con el hecho de que en febrero el nivel del agua en BE3 era muy bajo (5 cm), la temperatura era alta para la época (18,5) y se observaba un *bloom* de *Cladophora* sp.

En Rubiales también se observan grandes variaciones en la concentración de clorofila *a* (de 2,8 µg/L en RU2P a 21,1 µg/L en RU1S), y un claro patrón en el que el punto central, RU2, presenta siempre valores más elevados que el punto litoral, RU1.

## MUESTRAS BIOLÓGICAS

Antes de empezar los muestreos, hubo un período de lluvias muy intensas durante la primavera de 2007, que rellenó la cubeta de la laguna en Rubiales, seca hasta abril (fig. 4), y aumentó considerablemente la superficie de la Laguna de Bezas. Se partía en el primer muestreo (5/07/2007) de una situación en la que el sistema temporal (Rubiales) había padecido previamente una desecación

y relleno, lo que nos permite comparar de forma clara las dos dinámicas sucesionales. Se considera que el tiempo que pasó desde la fase de lluvias hasta el muestreo (alrededor de dos meses) es más que suficiente para garantizar que la biodiversidad observada es representativa de la primera etapa sucesional. La última vez que se tiene constancia que la Laguna de Bezas se secó fue en el verano de 1994, extraordinariamente seco; desde entonces ha permanecido con agua de forma ininterrumpida, con lo que a efectos ecológicos se puede asimilar a un sistema semi-permanente.

### Relación de las especies de microcrustáceos y rotíferos encontradas en las lagunas

	BEZAS	RUBIALES
<b>ROTÍFEROS PLANCTÓNICOS</b>		
<i>Anuraeopsis fissa</i> (Gosse, 1851)	X	
<i>Ascomorpha saltans</i> (Bartsch, 1870)	X	
<i>Asplonchna girodi</i> (De Guerne, 1888)	X	X
<i>Hexarthra mira</i> (Hudson, 1871)	X	
<i>Hexarthra</i> cf. <i>fennica</i> (Levander, 1892)		X
<i>Keratella quadrata</i> (O.F.M., 1786)	X	X
<i>Polyarthra vulgaris-dolichoptera</i> (Carlin, 1943)	X	
<i>Synchaeta pectinata</i> (Ehrb., 1832)	X	
<i>Synchaeta oblonga</i> (Ehrb., 1832)	X	
<b>ROTÍFEROS LITORALES</b>		
<i>Bdelloide</i> sp.	X	X
<i>Brachionus quadridentatus</i> (Herman, 1783)	X	X
<i>Brachionus urceolaris</i> (O.F.M., 1773)	X	
<i>Cephalodella</i> sp.	X	
<i>Cephalodella gibba</i> (Ehrb., 1832)	X	X
<i>Collotheca</i> sp.	X	
<i>Colurella uncinata</i> (O.F.M., 1773)	X	
<i>Colurella obtusa</i> (Gosse, 1886)	X	
<i>Cupelopagis vorax</i> (Leidy, 1857)	X	
<i>Euchlanis dilatata</i> (Ehrb., 1832)	X	
<i>Euchlanis</i> cf. <i>incisa</i> (Carlin, 1939)		X
<i>Lecane quadridentata</i> (Ehrb., 1832)	X	
<i>Lecane bulla</i> (Gosse, 1851)	X	X
<i>Lecane luna</i> (O.F.M., 1776)	X	X
<i>Lecane lunaris</i> (Ehrb., 1832)	X	
<i>Lecane furcata</i> (Murray, 1913)	X	
<i>Lecane closterocerca</i> (Schmarda, 1859)	X	X

	BEZAS	RUBIALES
<i>Lecane flexilis</i> (Gosse, 1889)	X	X
<i>Lecane pyriformis</i> (Daday, 1905)	X	
<i>Lecane</i> sp.	X	
<i>Lepadella</i> cf. <i>ovalis</i> (O.F.M., 1786)	X	
<i>Lepadella patella</i> (O.F.M., 1786)	X	X
<i>Lepadella triptera</i> (Ehrb., 1830)	X	
<i>Lophocharis salpina</i> Harring, 1916	X	
<i>Mytillina mucronata</i> (O.F.M., 1773)	X	X
<i>Notommata</i> sp.	X	
<i>Monnomata</i> sp.	X	
<i>Squatinella rostrum</i> (Schmarda, 1846)	X	
<i>Trichocerca rattus carinata</i> (Ehrb, 1830)	X	X
<i>Trichocerca</i> sp.	X	X
<b>COPÉPODOS</b>		
Nauplios de ciclópids	X	X
Copepoditos de ciclópids	X	X
<i>Eucyclops serrulatus</i> (Fischer, 1851)	X	X
<i>Macrocyclops fuscus</i> (Jurine, 1820)	X	
<i>Metacyclops minutus</i> (Claus, 1863)		X
<i>Tropocyclops prasinus</i> (Fischer, 1860)	X	
Nauplios de calanoide	X	X
Copepoditos de calanoide	X	X
<i>Neolovenula alluaudi</i> (De Guerne & Richard, 1890) [small ecotype]	X	X
<i>Neolovenula alluaudi</i> (De Guerne & Richard, 1890) [large ecotype]	X	X
<i>Mixodiaptomus incrassatus</i> (G.O. Sars, 1903)		X
<b>CLADÓCEROS (excepto quidóridos)</b>		
<i>Ceriodaphnia quadrangula</i> (Müller, 1785)	X	X
<i>Ceriodaphnia pulchella</i> G.O. Sars, 1862	X	
<i>Daphnia atkinsoni</i> Baird, 1859		X
<i>Daphnia bolivari</i> Richard, 1888		X
<i>Daphnia longispina</i> (Müller, 1776)	X	
<i>Daphnia obtusa</i> Kurz, 1875		X
<i>Macrothrix laticornis</i> (Jurine, 1820)		X
<i>Simocephalus vetulus</i> (Müller, 1776)		X

	BEZAS	RUBIALES
<b>QUIDÓRIDOS</b>		
<i>Alona azorica</i> Frenzel y Alonso, 1988		X
<i>Alona guttata</i> G.O. Sars, 1862	X	
<i>Alona guttata</i> var. <i>tuberculata</i>	X	
<i>Alona rectangula</i> G.O. Sars, 1862	X	X
<i>Chidorus sphaericus</i> (Müller, 1776)	X	X
<i>Dunheveidia crassa</i> King, 1853		X
<i>Leydigia acanthocericoides</i> (Fischer, 1854)		X
<i>Moina micrura</i> Kurz, 1875		X
<i>Moina</i> sp.	X	
<i>Pleuroxus denticulatus</i> Birge, 1879	X	
<i>Treptocephala ambigua</i> (Lilljeborg, 1900)	X	
<b>OSTRÁCODOS</b>		
Juveniles	X	X
<i>Cypris pubera</i> O.F. Müller, 1776		X
<i>Eucypris virens</i> (Jurine, 1820)		X
<i>Herpetocypris chevreuxi</i> (G.O. Sars, 1896)		X
<i>Heterocypris barbara</i> (Gauthier & Brehm, 1928)		X
<i>Ilyocypris biplicata</i> var. <i>anomala</i> (Koch, 1838)		X
<i>Potamocypris arcuata</i> (Sars, 1903)		X

## Zooplankton

Para la Laguna de Bezas se encontraron un total de 59 taxones (45 rotíferos, 4 copépodos, 10 cladóceros y 1 ostrácodo) y 36 para la de Rubiales (15 rotíferos, 3 copépodos, 12 cladóceros y 6 ostrácodos). Se muestran imágenes de alguna de las especies más significativas en las láminas I y II. Cabe reseñar la presencia de *Pleuroxus denticulatus* (Lám. II, fig. 4) en la Laguna de Bezas, un quidórido que previamente sólo había sido citado en la cuenca del río Ter (SABATER, 1987; ALONSO, 1996). En la laguna de Rubiales debe reseñarse también la presencia de dos ecotipos claramente diferenciados de la especie de copépodo calanoide *Neolovenula alluaudi* (Lám. II, fig. 5): uno pequeño, con machos de alrededor de 1,3 mm de largo y hembras de 1,5 mm, y otro de mayor tamaño, con machos que median un mínimo de 1,7 mm y hembras mayores de 1,9 mm. No se encontraron individuos de talla intermedia, lo que significa que los dos ecotipos convivían en la misma laguna y aparecen claramente diferenciados sin formas intermedias. Este copépodo presenta distinta morfología y pigmentación según el ambiente en el que se encuentre (ALONSO, 1998), pero no se ha encontrado ninguna cita previa que señale que coexistían dos formas.

Asimismo, y aunque no se hayan considerado en los recuentos ni en los análisis pues dado el tipo de muestreo realizado no permite estimaciones cuantitativas de macroinvertebrados, queremos destacar la presencia en la Laguna de Rubiales de dos especies típicas de las primeras fases en sistemas temporales: *Triops cancriformis* (Lamarck, 1801) y *Streptocephalus torvicornis* (Waga, 1842) que aparecieron en el muestreo de verano y primavera (Lám. II, fig. 7).

A partir de los recuentos realizados se han estimado los porcentajes totales de los principales grupos (fig. 5), la evolución de las densidades en la Laguna de Bezas (fig. 6) y en la de Rubiales (fig. 7). Los principales grupos establecidos fueron: quidóridos (cladóceros bentónicos), cladóceros planctónicos, copépodos calanoides, copépodos ciclopoideos, rotíferos bentónicos y rotíferos planctónicos. Estos grupos se han elaborado en base a la taxonomía y los hábitos ecológicos de cada especie, con la finalidad de sintetizar los resultados y mostrar de forma clara el tipo de organismos que predominan en cada muestreo.

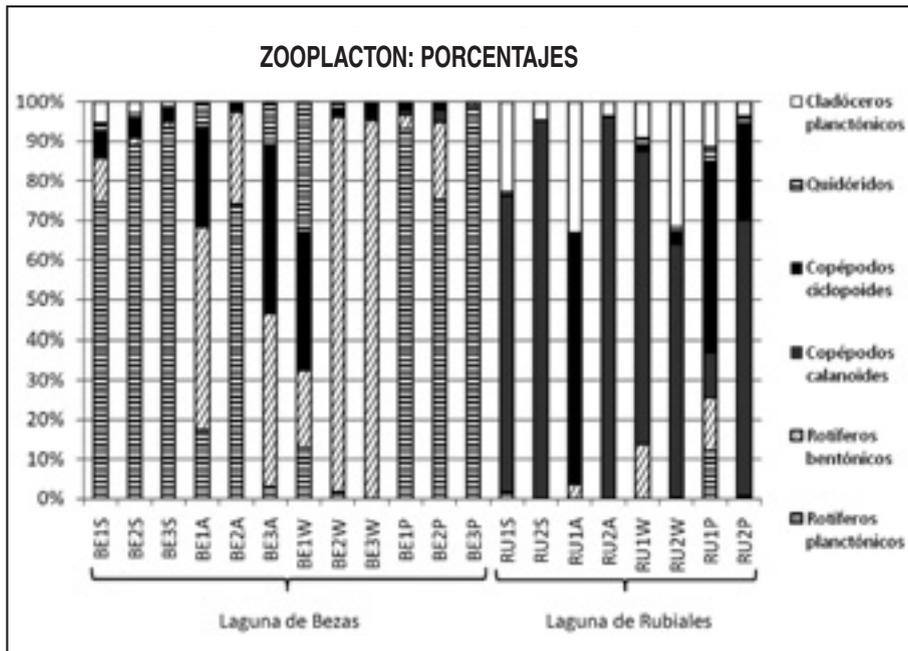


Fig. 5. Diagrama de barras que muestra los porcentajes de los distintos grupos recontados en las muestras de zooplankton.

En la figura 5 podemos observar las diferencias que existen en cuanto a la comunidad zooplancónica en ambas lagunas. Se aprecia un patrón claro en la Laguna de Bezas, en la cual predominan los rotíferos planctónicos (*Keratella quadrata*, *Hexarthra mira* y *Polyarthra vulgaris* son los más

abundantes) en los dos muestreos posteriores a un período de lluvias, y en los cuales el nivel de la laguna estaba más alto. En ningún punto en verano o primavera el porcentaje de este grupo era menor al 70%. En otoño, aunque la importancia global disminuye, el punto central de Bezas (BE2), caracterizado por tener menor influencia litoral, continúa dominado por los rotíferos planctónicos, algo que ya no ocurre en invierno, muestreo en el que baja apreciablemente el nivel del agua tras un largo período sin precipitaciones y hay un dominio claro de los rotíferos bentónicos y otros organismos asociados a la vegetación, como los copépodos ciclopoideos y los quidóridos. En primavera, tras aumentar el volumen de la laguna, la preponderancia de los rotíferos planctónicos vuelve a aumentar y se equipara a la del muestreo de verano.

La Laguna de Rubiales presenta una dinámica distinta, siendo el grupo más abundante el de los copépodos calanoides en casi todos los muestreos, y manteniendo una proporción de individuos similar a lo largo del ciclo estacional. También se puede apreciar que los cladóceros planctónicos están presentes en una elevada proporción, notablemente mayor a la de la Laguna de Bezas.

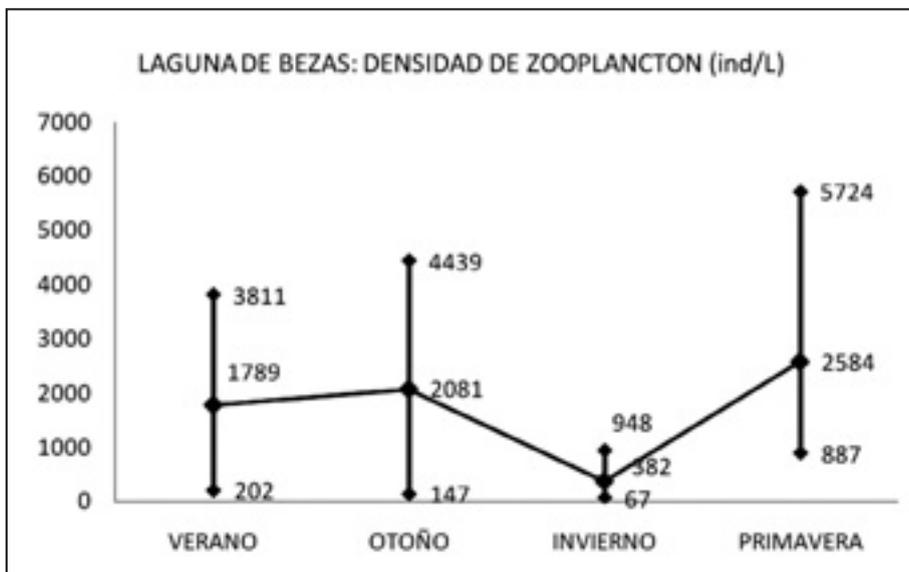


Fig. 6. Variaciones en la densidad de zooplancton en la Laguna de Bezas a lo largo del periodo de estudio. Se muestra la media, máximo y mínimo de los 3 puntos de muestreo, en cada uno de los periodos estudiados.

Las figuras 5 y 6 ponen de manifiesto de forma clara una serie de diferencias entre las lagunas. En primer lugar, que las densidades son mucho más elevadas en la Laguna de Bezas que en la de Rubiales, en particular debido al número de rotíferos presentes en las muestras. En Rubiales la

mayor parte de los organismos son de gran tamaño y se encuentran en densidades menores. Además, resulta evidente que Bezas es mucho más heterogénea en cuanto a la densidad entre puntos de muestreo, mostrando también un rango de valores muy superior al de Rubiales, que presenta mucha menor variación entre los puntos de muestreo.

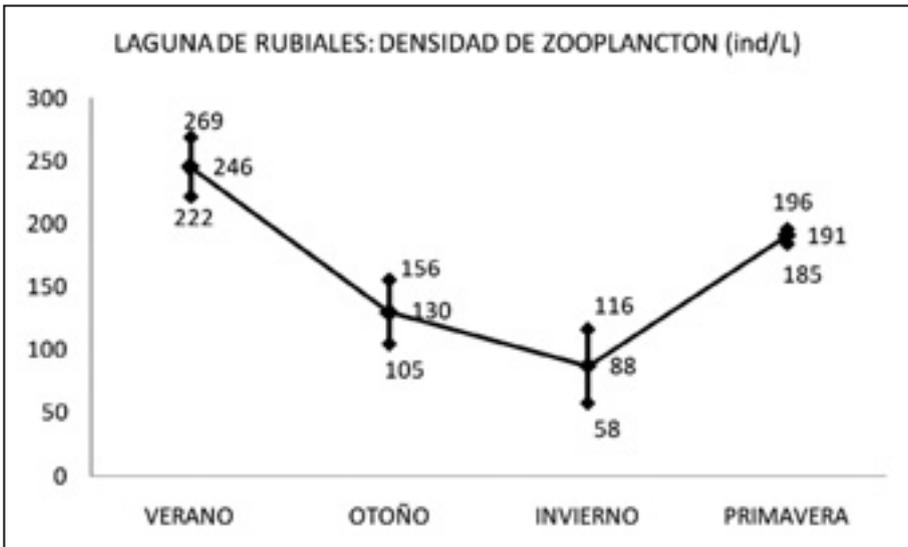


Fig. 7. Variaciones en la densidad de zooplancton en la Laguna de Rubiales a lo largo del periodo de estudio. Se muestra la media, máximo y mínimo de los 2 puntos de muestreo, en cada uno de los periodos estudiados.

En ambas lagunas se observa un acusado descenso de organismos en el periodo invernal, en el caso de Rubiales el descenso también se aprecia en otoño, mientras que en Bezas, a excepción del invierno, el resto de muestras presentan densidades siempre elevadas.

## Ostrácodos

La Laguna de Rubiales fue la única de las dos en la que se encontraron ostrácodos adultos. En la Laguna de Bezas sólo se encontró un ejemplar juvenil no identificado, que estaba en una muestra de plancton, y que se ha omitido a efectos de la gráfica de la figura 8.

En la figura 8 se aprecia de forma muy clara un cambio en la composición de la comunidad de ostrácodos: se pasa de una predominancia casi absoluta de la especie *Heterocypris barbara* (Gauthier & Brehm, 1928) (población bisexual) en verano, que desaparece en los dos siguientes muestreos, a porcentajes superiores al 80% de la especie *Ilyocypris buplicata* var. *anomala* (Koch, 1838) (población

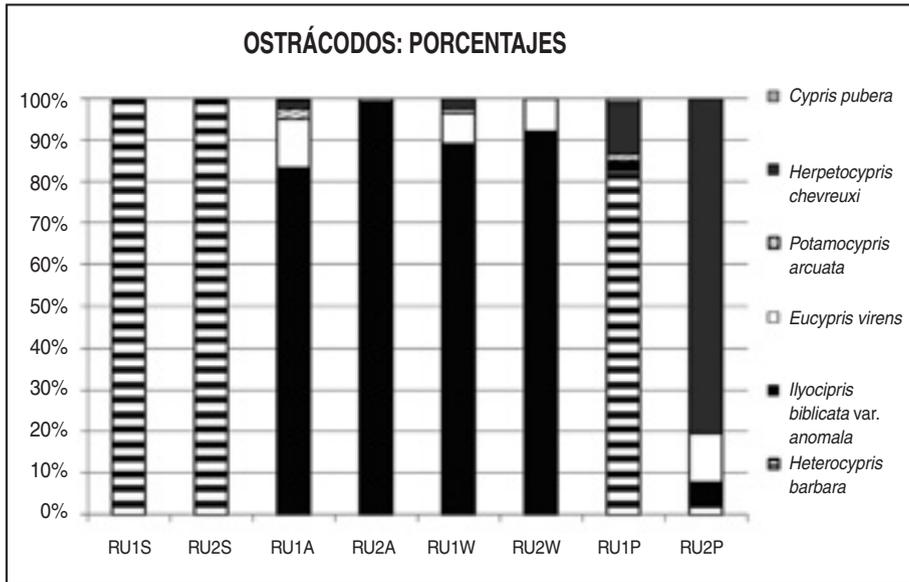


Fig. 8. Diagrama de barras que muestra los porcentajes de las distintas especies de ostrácodos presentes en las muestras de bentos.

bisexual), que complementan las especies *Herpetocypris chevreuxi* (G.O. Sars, 1896), *Eucypris virens* (Jurine, 1820), *Potamocypris arcuata* (Sars, 1903) y *Cypris pubera* (O.F. Müller, 1776). Cabe reseñar que la especie *Ilyocypris bublicata var. anomala*, frecuente en la costa mediterránea africana, no se ha citado hasta el momento en la Península Ibérica, aunque se disponen de datos fiables sobre su presencia en otras localidades. Las muestras correspondientes a la primavera vuelven a presentar un cambio brusco en la composición de la comunidad, muy probablemente atribuible a la notable bajada de nivel en los meses finales de invierno y principio de primavera, y el relleno posterior de la cubeta. Vuelve a predominar *Heterocypris barbara*, pero esta vez sólo en la muestra litoral, mostrando RU2 por primera vez unos porcentajes de especies claramente diferentes de RU1.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados muestran de forma clara que nos encontramos ante dos sistemas acuáticos con unas comunidades de zoobentos (en particular ostrácodos) y zooplanctónicas bien diferenciadas, y que presentan ciertas características limnológicas que los distinguen claramente, y que por tanto condicionan estas diferencias en sus comunidades.

Los valores que toman las variables ambientales son coherentes con las características de cada laguna. En los resultados se observa que el pH y el O<sub>2</sub> están positivamente relacionados, mientras

que la clorofila *a* lo hace con estas variables de forma opuesta. Esto es coherente con la elevada densidad de macrófitos presente en Bezas, mientras que Rubiales es un sistema prácticamente desprovisto de vegetación sumergida durante la mayor parte de su ciclo anual: la actividad de las plantas eleva el pH y el O<sub>2</sub> al realizar la fotosíntesis y consumir parte del CO<sub>2</sub> disuelto en el agua en el proceso. Rubiales, sin embargo, presenta una mayor concentración de clorofila *a*, lo que nos indica que la producción primaria se realiza mayoritariamente a través del fitoplancton. Los valores de nutrientes (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, y PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>) han sido relativamente bajos y nos indican mucho menos acerca de la diferencia entre los dos sistemas.

Los recuentos de zooplancton ponen de manifiesto la influencia del nivel del agua en la Laguna de Bezas. A pesar de que la cobertura del lecho por macrófitos es cercana al 100%, la columna de agua en la zona central permanece, en más de la mitad del volumen, libre de vegetación. Sin embargo, al disminuir el volumen de agua en la cubeta (tras un otoño poco lluvioso y un invierno extraordinariamente seco), el porcentaje de volumen de la columna de agua ocupado por macrófitos aumenta de forma notable. Esto propicia lo que se aprecia en la figura 5, que se pase de un dominio claro de los rotíferos planctónicos en verano, con densidades elevadas (tras unas lluvias abundantes, reflejadas en la figura 4) a un dominio de organismos más ligados a la vegetación y al sustrato (rotíferos bentónicos, quidóridos, copépodos ciclopoideos), que se presentan en densidades mucho menores. Al subir el nivel tras otro episodio de lluvias abundantes (primavera de 2008), los rotíferos planctónicos vuelven a ganar peso relativo y dominan de nuevo, con densidades que superan en mucho a la del resto de grupo. De hecho, en BE3P se observa un crecimiento masivo de *Polyarthra vulgaris* (un rotífero planctónico de pequeño tamaño).

Por lo que respecta a Rubiales, su composición faunística parece menos variable, tanto por lo que respecta a las densidades alcanzadas como a su composición. Sin embargo, sí se observa un cambio cuando se pasa de una situación de turbidez y ausencia de macrófitos (verano-invierno) a una fase clara en la que abunda la vegetación sumergida: aumentan los rotíferos bentónicos y los ciclopoideos, ambos grupos relacionados con la presencia de macrófitos.

El descenso de turbidez en Rubiales se corresponde con la colonización de la laguna por parte de densas masas de macrófitos subacuáticos, y con una disminución evidente de las concentraciones de clorofila. La presencia de macrófitos se suele corresponder habitualmente con menores valores de turbidez y clorofila *a* (CANFIELD *et al.*, 1984; SCHEFFER, 2004). En el caso de la laguna objeto de estudio, es posible que hayan llegado a establecerse tras un descenso acusado del nivel del agua, quedando una columna que dejase pasar la suficiente luz para el crecimiento inicial de las plantas; la claridad del agua está positivamente correlacionada con la máxima profundidad que pueden llegar a habitar los macrófitos (CANFIELD *et al.*, 1985; CHAMBERS y KALFF, 1985; SKUBINNA *et al.*, 1995). Sin embargo, es posible que sea una fase relativamente corta, dado que esta laguna suele secarse en verano. Los organismos integran la información ambiental más allá de la medida puntual de los parámetros: su ecología puede indicarnos el tipo de sistema ante el que nos encontramos. En el caso de Rubiales, alguno de los organismos encontrados son claros indicadores de sistemas temporales, turbios, sin vegetación macrofítica y poco mineralizados: es el caso de *Daphnia bolivari*,

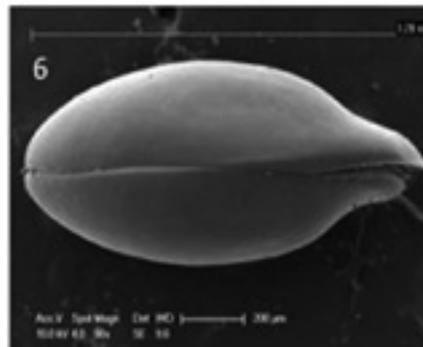
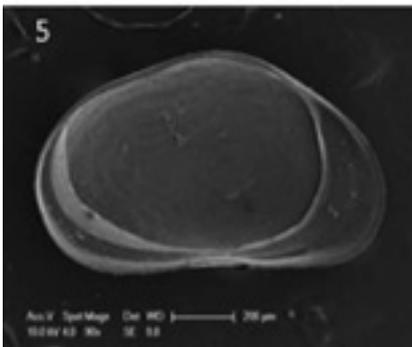
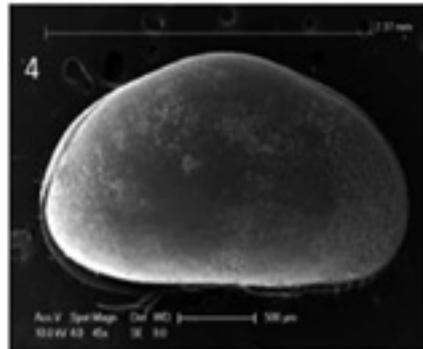
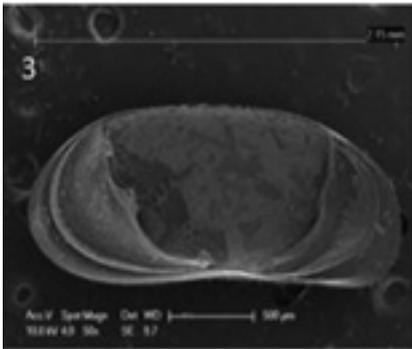
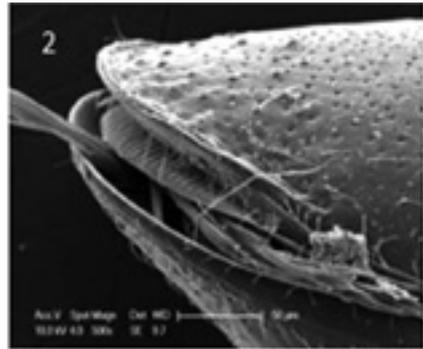
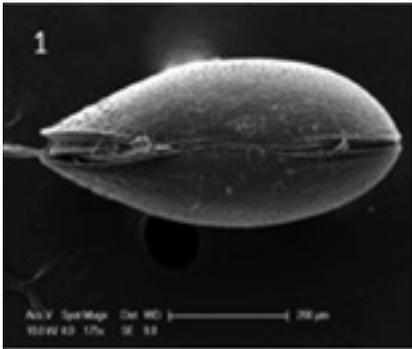
*Daphnia atkinsoni*, *Mixodiptomus incrassatus* o *Streptocephalus torvicornis* (ALONSO, 1996 y 1998). Estos organismos son por lo general grandes y están adaptados a un crecimiento rápido, ya que son muy sensibles a la depredación, que en el caso de lagunas temporales es debida a anfibios y macroinvertebrados principalmente (WILLIAMS, 2005). En el último muestreo, en el que había una elevada proporción de lecho cubierto por macrófitos, apareció el cladócono *Macrothrix laticornis*, que tiene preferencia por las aguas poco mineralizadas, claras y provistas de abundante vegetación sumergida (ALONSO, 1996).

En Bezas, donde la cobertura del lecho por macrófitos es permanente, se han encontrado algunos organismos indicadores de aguas limpias, poco mineralizadas y con abundante vegetación sumergida: es el caso de *Pleuroxus denticulatus*, *Eucyclops serrulatus* o *Daphnia longispina* (ALONSO, 1996 y 1998). *Pleuroxus denticulatus* aparece más frecuentemente asociada a ambientes lóticos que lénticos (ALONSO, 1996; HUDEC e ILLYOVA, 1998); de hecho, en la Península Ibérica sólo se encuentra citada en la cuenca del río Ter (SABATER, 1987). El copépodo *Tropocyclops prasinus*, de pequeño tamaño y que aparece al principio del ciclo, es una especie ampliamente extendida y especialista en colonizar sistemas acuáticos con peces (ALONSO, 1998).

Más allá de la confirmación por parte de las especies encontradas del tipo de sistema con el que nos encontramos, es interesante comparar ambos e intentar explicar las diferencias.

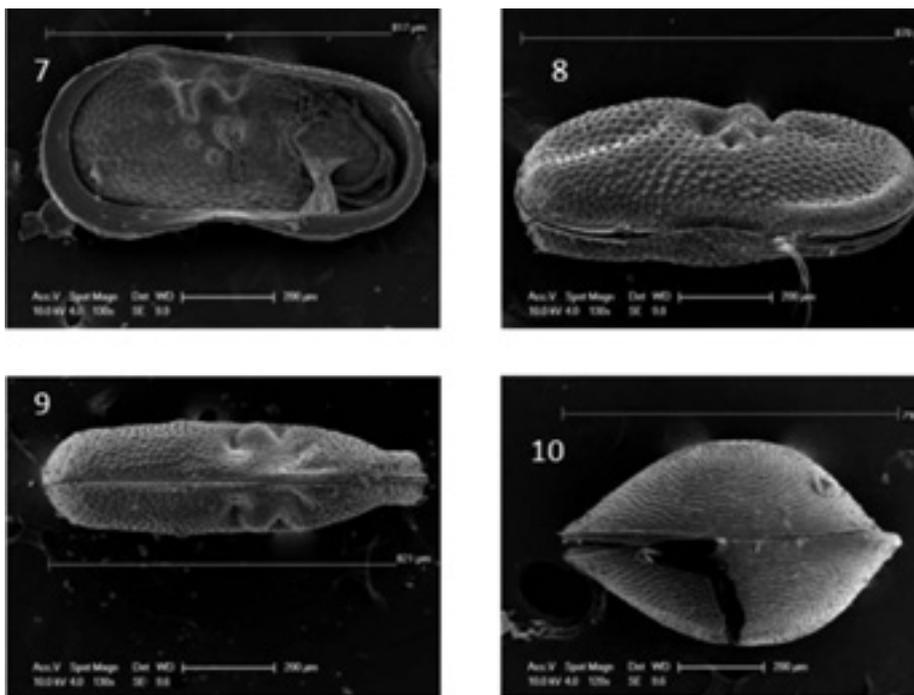
El zooplancton de la Laguna de Bezas está formado mayoritariamente por rotíferos, que son organismos de pequeño tamaño y no suelen ser tan sensibles a la depredación por parte de los peces (SCHEFFER, 2004). Las densidades son elevadas y, en algunos puntos, la riqueza de especies es muy baja debido a crecimientos masivos de una sola especie. En la Laguna de Rubiales, sin embargo, encontramos un zooplancton de mucha mayor talla, con eficientes filtradores, aunque se encuentran en menores densidades. Esto se corresponde con el hecho de que los copépodos calanoides y los cladóceros planctónicos (filtradores) aparecen con mayor importancia en las muestras de Rubiales con alta concentración de clorofila. Esto nos indica la presencia de fitoplancton en mayores cantidades que en la Laguna de Bezas, cuya producción primaria está dominada por los macrófitos, lo que se refleja en un mayor pH y concentración de oxígeno disuelto. Los organismos que encontramos están típicamente asociados al sustrato y a la vegetación sumergida (copépodos ciclopoideos, rotíferos bentónicos y quidóridos).

También se debe considerar la presencia de una población de peces relativamente elevada en la Laguna de Bezas; como se ha comentado previamente, éstos pueden determinar la estructura del zooplancton, afectando a la composición específica y aumentando la proporción de organismos de menor tamaño (BROOKS y DODSON, 1965; COLE, 1966; SHAPIRO y WRIGHT, 1984; YANG *et al.*, 2005). Esto podría explicar las diferencias en cuanto a la estructura zooplanctónica, muy marcadas; sin embargo, no debe olvidarse que pese a ser considerados sistemas con una menor presión de depredación (dada la ausencia de peces), los sistemas temporales no están exentos de organismos que puedan ocupar el rol ecológico de depredador bentívoro o planctónico (BRENDONCK *et al.*, 2002), e incluso aquellos en los que su dieta es controvertida, como es el caso de *Triops cancriformis*, se ha comprobado que ejercen tal papel en algunos sistemas (BOIX *et al.*, 2006).



Lám. I. Especies de ostrácodos presentes.

1: *Potamocypris arcuata*, vista ventral; 2: *P. arcuata*, detalle anterior de la valva izquierda (vista ventral); 3: *Herpetocypris chevreuxi*, valva izquierda interior; 4: *Eucypris virens*, vista derecha; 5: *Heterocypris barbara* (macho), vista interior de la valva izquierda. Nótese las marcas de los tubos seminíferos en el caparazón; 6: *Heterocypris barbara*, vista dorsal.



Lám. I. Especies de ostrácodos presentes (continuación).

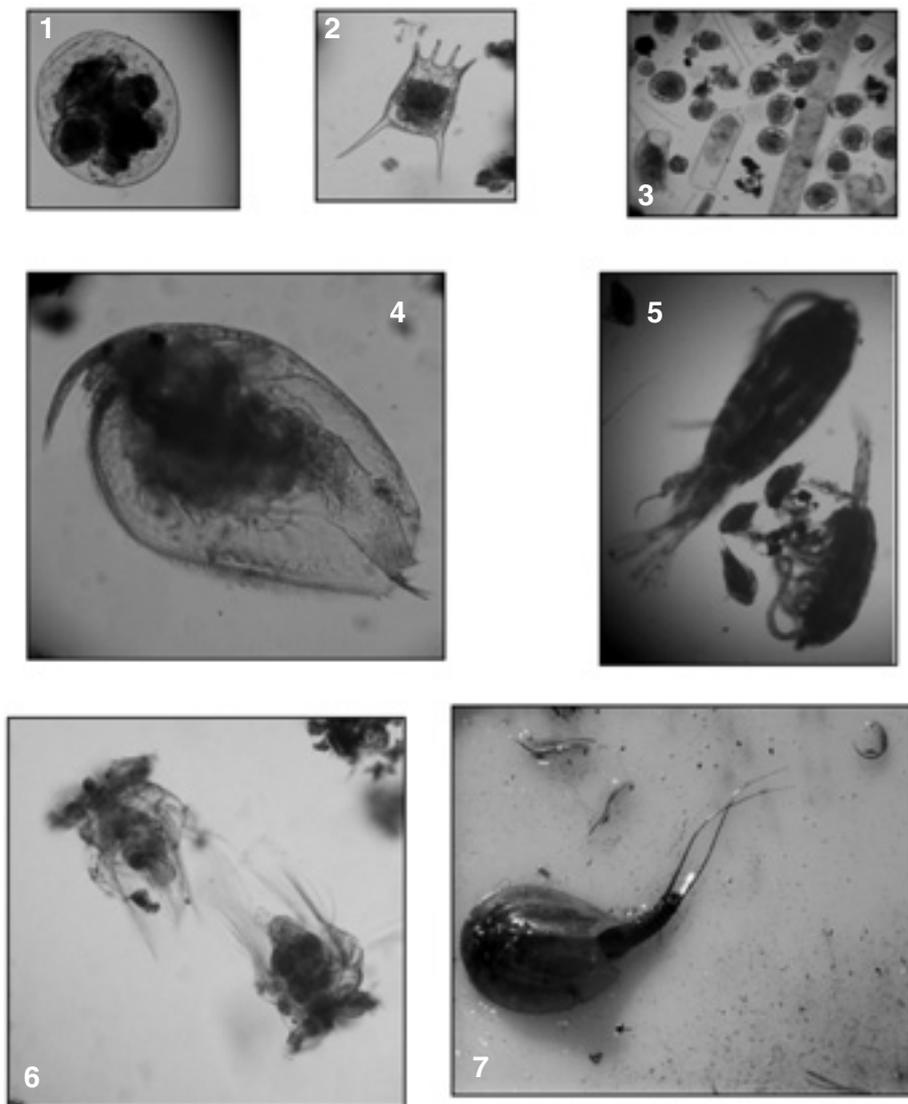
7: *Ilyocypris biplicata* var. *anomala* (macho), vista interior de la valva derecha. Nótese los restos de los tubos seminíferos; 8: *I. biplicata* var. *anomala*, vista oblicua; 9: *I. biplicata* var. *anomala*, vista dorsal; 10: *Cypris pubera* (juvenil), vista dorsal.

Si nos centramos en la microcomunidad de ostrácodos, apreciamos un patrón sucesional claro en la Laguna de Rubiales. Durante el verano domina *Heterocypris barbara*, una especie termófila que suele aparecer al principio de la sucesión y es común en el norte de África (GAUTHIER y BREHM, 1928). En las muestras de otoño e invierno, y coincidiendo con un aumento de pH, O<sub>2</sub> y disminución de la temperatura, aparece como dominante *Ilyocypris biplicata* var. *anomala*, acompañada de otras especies en menor proporción. Esta especie se ha citado en África (Mauritania) (GAUTHIER, 1938), pero hasta el momento no existe ninguna cita publicada sobre su presencia en la Península Ibérica o incluso en Europa.

Con la disminución de temperatura aparece también *Eucypris virens*, una especie de gran tamaño distribuida ampliamente por Europa central (BALTANÁS, 1994). En el último muestreo, en primavera, se observa cómo *H. barbara* reaparece en la laguna y domina el punto litoral, y cómo en el punto central, habitualmente con menor densidad, decaen aún más el número de individuos (fig. 7) y pasa a ser predominante *Herpetocypris chevreuxi*, un ostrácodo que posee un ciclo de vida largo cuyos adultos aparecen más abundantemente en las etapas finales de la sucesión ecológica de las charcas temporales.

La ausencia de ostrácodos en la Laguna de Bezas (al menos los suficientes como para ser capturados con los métodos habituales) plantea algunos interrogantes difíciles de responder. Es posible que hayan ocurrido fenómenos de dispersión y recolonización por parte de poblaciones de ostrácodos cercanas (existen diversas charcas de pequeño tamaño cerca de la laguna con elevada densidad de diferentes especies de ostrácodos) y no hayan prosperado debido a una presión de depredación mucho mayor que la de las lagunas de origen, pues estas especies suelen ser especies de tamaño grande y Bezas presenta importantes poblaciones de peces bentívoros. También existe la posibilidad de que la gran cantidad de materia orgánica en descomposición en el fondo de la laguna (debido a la elevada cobertura de macrófitos y algas filamentosas que presenta) tenga un efecto negativo sobre los ostrácodos al originar un microhábitat no adecuado para ellos en el caso de que presente muy bajas concentraciones de oxígeno. La ausencia de ostrácodos en Bezas es una cuestión interesante y no resuelta, que puede constituir uno de los ejes de futuras investigaciones.

En definitiva, con el presente estudio hemos podido constatar cómo, a pesar de las similitudes ambientales que *a priori* presentaban las dos lagunas objeto de estudio, las diferencias en la estructura y dinámica de sus comunidades zooplancónicas y zoobentónicas (en particular ostrácodos) son muy marcadas. Estas diferencias parecen estar influidas en primer término por el diferente hidropereíodo, ya que este ciclo anual Bezas ha funcionado como laguna permanente y Rubiales como temporal. En relación con esta variable, actúan otros factores estructuradores de las comunidades tales como la presencia en Bezas de peces con sus grandes efectos por altibajos en la red trófica o la gran densidad de macrófitos de esta laguna. Por otra parte, queda patente que este tipo de ecosistemas (pequeñas lagunas someras de montaña), a pesar del escaso interés limnológico que parecen suscitar dados los pocos trabajos de investigación existentes, constituyen importantes reservorios de biodiversidad a escala regional y deben ser protegidas para el mantenimiento de la misma.



Lám. II. Especies de zooplancton.

1: *Cupelopagis vorax*; 2: *Keratella quadrata*; 3: Bloom de *Bdelloides* en Bezas; 4: *Pleuroxus denticulatus*; 5: *Neolovenula alluaudi*, ecotipo grande y pequeño (machos adultos); 6: *Hexarthra mira*; 7: *Triops cancriformis* acompañado de *Streptocephalus torvicornis*.

## Agradecimientos

En primer lugar quisiéramos agradecer al Instituto de Estudios Turolenses de la Diputación Provincial de Teruel la concesión de una ayuda que ha permitido desarrollar el presente trabajo, así como a toda la gente del Servicio Provincial de Medio Ambiente por facilitar y agilizar los trámites y permisos.

Asimismo, queremos dar las gracias a todos aquellos que nos han ayudado en uno u otro momento, bien sea en el laboratorio o en los muestreos de campo, y en especial a Carla Olmo, Yasmin Gómez, María Antón, Laia Zamora, Emili Escrivà y María Aledón.

## BIBLIOGRAFÍA

- ALCORLO, P.; BALTANÁS, A. y MONTES, C., (2001), «Food web structure in two shallow salt lakes in Los Monegros (NE Spain): energetic vs dynamic constraints», *Hydrobiologia*, 466, pp. 307-316.
- ALONSO, M. (1996), «Crustacea. Branquiopoda», vol. 7 de *Fauna Ibérica*, Museo Nacional de Ciencias Naturales, Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- (1998), «Las lagunas de la España peninsular», *Limnetica*, 15, pp. 1-176.
- BALTANÁS, A. (1994), «Taxonomy and Ecology of *Eucypris virens* (Ostracoda, Cyprididae)», en D. HORNE y K. MARTENS (eds.), *Evolutionary ecology of reproductive modes in non-marine ostracoda*, Greenwich, Greenwich University Press.
- BOIX, D.; SALA, J. y MORENO-AMICH, R. (2001), «The faunal composition of Espolla pond (NE Iberian peninsula): The neglected biodiversity of temporary waters», *Wetlands*, 21, pp. 577-592.
- (2002), «Population dynamics of *Triops cancriformis* (Crustacea: Branchiopoda: Notostraca) of the Espolla temporary pond in the northeastern Iberian peninsula», *Hydrobiologia*, 486, pp. 175-183.
- BOIX, D.; SALA, J.; GASCÓN, S. y BRUCET, S. (2006), «Predation in a temporary pond with special attention to the trophic role of *Triops cancriformis* (Crustacea: Branchiopoda: Notostraca)», *Hydrobiologia*, 571, pp. 341-353.
- BRENDONCK, L.; MICHELS, E.; MEESTER L. DE y RIDDOCH, B. (2002), «Temporary pools are not 'enemy-free'», *Hydrobiologia*, 486, pp. 147-159.
- BROOKS, J.L. y DODSON, S.I. (1965), «Predation, Body Size, and Composition of Plankton», *Science*, 150, pp. 2-35.
- BRUCET, S.; BOIX, D.; BADOSA, A.; LÓPEZ-FLORES, R.; MORENO-AMICH, R. y QUINTANA, X.D. (2005), «Zooplankton structure and dynamics in permanent and temporary Mediterranean salt marshes: taxon-based and size-based approaches», *Archiv für Hydrobiologie*, 162, pp. 535-555.
- BRUNO, M.C.; SAGNOTTI, G. y PERRY, S.A. (2002), «Planktonic copepods from temporary marshes in Everglades National Park (Florida, U.S.A.)», *Hydrobiologia*, 485, pp. 1-18.
- CANFIELD JR., D.E.; SHIREMAN, J.V.; COLLE, D.E.; HALLER, W.T.; WATKINS II, C.E. y MACEINA, M.I. (1984), «Prediction of chlorophyll a concentrations in Florida lakes: Importance of aquatic macrophytes», *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 41, pp. 497-501.
- CANFIELD JR., D.E.; LANGELAND, K.A.; LINDA, S.B. y HALLER, W.T. (1985), «Relations between water transparency and maximum depth of macrophyte colonization in lakes», *Journal of Aquatic Plant Management*, 23, pp. 25-28.

- CHAMBERS, P.A. y KALFF, J. (1985), «Depth distribution and biomass of submersed macrophyte communities in relation to Secchi depth», *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 42, pp. 701-709.
- COLE, G.A. (1966), «Contrasts among Calanoid Copepods from Permanent and Temporary Ponds in Arizona», *American Midland Naturalist*, 76, pp. 351-368.
- DANA, G.L. (1981), *Comparative population ecology of the brine shrimp Artemia*, Master's thesis, San Francisco State University.
- DE MEESTER, L.; DECLERK, S.; STOKS, R.; LOURETTE, G.; VAN DE MEUTTER, F.; DE BIE, T.; MICHELS, E. y BRENDONCK, L. (2005), «Ponds and pools as model systems in conservation biology, ecology and evolutionary biology», *Aquatic Conservation*, 15(6), pp. 715-725.
- DOWNING, J. (2008), «Little things mean a lot: the emerging role of small lakes and ponds in the global carbon cycle», *3rd. EPCN Workshop Abstract book*, València, p. 14.
- DUSSART, B. (1967), *Les copépodes des eaux continentales d'Europe Occidentale I*, Paris, N. Boubée.
- (1969), *Les copépodes des eaux continentales d'Europe occidentale II*, Paris, N. Boubée.
- FAHD, K.; SERRANO, L. y TOJA, J. (2000), «Crustacean and rotifer composition of temporary ponds in the Doñana National Park (SW Spain) during floods», *Hydrobiologia*, 436, pp. 41-49.
- FRISCH, D. y SANTER, B. (2004), «Temperature-induced responses of a permanent-pond and a temporary-pond cyclopoid copepod: a link to habitat predictability?», *Evolutionary Ecology Research*, 6, pp. 541-553.
- GASCÓN, S.; BOIX, D.; SALA, J. y QUINTANA, X.D. (2005), «Variability of benthic assemblages in relation to the hydrological pattern in Mediterranean salt marshes (Empordà wetlands, NE Iberian Peninsula)», *Archiv für Hydrobiologie*, 163, pp. 163-181.
- GAUTHIER, H. (1938), «Ostracodes continentaux récoltés par M. Monod au Sahara Occidental et en Mauritanie», *Bulletin de la Société de Sciences Naturelles du Maroc*, 18, pp. 39-61.
- GAUTHIER, H. y BREHM, V. (1928), «Ostracodes et Cladocères de l'Algérie et de la Tunisie», *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord*, 19, pp. 114-121.
- GILBERT, J.J. y HAMPTON, S.E. (2001), «Diel vertical migrations of zooplankton in a shallow, fishless pond: a possible avoidance-response cascade induced by notonectids», *Freshwater Biology*, 46, pp. 611-621.
- HAMPTON, S.E. y GILBERT, J.J. (2000), «Direct and indirect effects of juvenile *Buenoa macrotibialis* (Hemiptera: Notonectidae) on the zooplankton of a shallow pond», *Limnology and Oceanography*, 45, pp. 1006-1012.
- (2001), «Observations of insect predation on rotifers», *Hydrobiologia*, 446/447, pp. 115-121.
- HUDEC, I. e ILLYOVA, M. (1998), «*Pleuroxus denticulatus* (Crustacea: Anomopoda: Chydoridae): a new invader in the Danube Basin», *Hydrobiologia*, 368, pp. 65-73.
- KOSTE, W. (1978), *Rotatoria. Die Rädertiere Mitteleuropas*, Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 2 vols.
- LÓPEZ-GONZÁLEZ, P.J.; GUERRERO, F. y CASTRO, M.C. (1998), «Seasonal fluctuations in the plankton community in a hypersaline temporary lake (Honda, southern Spain)», *International Journal of Salt Lake Research*, 6, pp. 353-371.
- MATSUZAKI S.; USIO, N.; TAKAMURA, N. y WASHITANI, I. (2007), «Effects on common carp on nutrient dynamics and littoral community composition: roles of excretion and bioturbation», *Fundamental and applied limnology*, 168, pp. 27-38.
- MEISCH, C. (2000), *Freshwater ostracoda of western and central Europe*, Heidelberg, Spektrum Akademischer Verlag.

- MURA, G. y BRECCIAROLI, B. (2003), «The zooplankton crustacean of the temporary waterbodies of the Oasis of Palo (Rome, central Italy)», *Hydrobiologia*, 495, pp. 93-102.
- RUGGIERO, A.; SOLIMINI, A.G. y CARCHINI, G. (2003), «Nutrient and chlorophyll as temporal patterns in eutrophic mountain ponds with contrasting macrophyte coverage», *Hydrobiologia*, 506-509, pp. 657-663.
- SABATER, F. (1987), «On the interstitial cladocera of the river Ter (Catalonia, NE Spain), with a description of the male of *Alona phreatica*», *Hydrobiologia*, 144, pp. 51-62.
- SCHEFFER, M. (2004), *Ecology of shallow lakes*, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.
- SCHEFFER, M.; HOSPER, S.H.; MEIJER, M.L.; MOSS, B. y JEPPESEN, E. (1993), «Alternative equilibria in shallow lakes», *Trends in Ecology & Evolution*, 8, pp. 275-279.
- SEGERS, H. (1995), *Rotifera, vol. 2: The Lecanidae (Monogononta). Guides to the Identification of the Microinvertebrates of the Continental Waters of the World*, 6, The Hague, SPB Academic Publishing.
- SEMINARA, M.; VAGAGGINI, D.; MARGARITORA, F.G. (2008), «Differential responses of zooplankton assemblages to environmental variation in temporary and permanent ponds», *Aquatic Ecology*, 42, pp. 129-140.
- SHAPIRO, J. y WRIGHT, D.I. (1984), «Lake restoration by biomanipulation: Round Lake, Minnesota, the first two years», *Freshwater Biology*, 14, pp. 371-384.
- SKUBINNA, J.P.; COON, T.G. y BATTERSON, T.R. (1995), «Increased abundance and depth of submersed macrophytes in response to decreased turbidity in Saginaw Bay, Lake Huron», *Journal of Great Lakes Research*, 21(4), pp. 476-488.
- WELLBORN, G.A.; SKELLY, D.K.; WERNER, E.E. (1996), «Mechanisms creating community structure across a freshwater habitat gradient», *Annual Review of Ecology and Systematics*, 27, pp. 337-363.
- WILBUR, H.M. (1997), «Experimental Ecology of Food Webs: Complex Systems in Temporary Ponds», *Ecology*, 78, pp. 2279-2302.
- WILLIAMS, D.D. (2006), *The biology of temporary waters*, Oxford, Oxford University Press.
- YANG, Y.F.; HUANG, X.F.; LIU, J.K. y JIAO, N.Z. (2005), «Effects of fish stocking on the zooplankton community structure in a shallow lake in China», *Fisheries Management and Ecology*, 12, pp. 81-89.

Recibido el 12 de enero de 2009  
Aceptado el 28 de enero de 2009



# NORMAS PARA LOS COLABORADORES DE LA REVISTA **TERUEL**

La revista **TERUEL** acoge trabajos de carácter científico referentes a cualquiera de las ramas de las Ciencias o de las Humanidades que tengan como ámbito preferente la provincia de Teruel. Los trabajos, antes de su publicación, tendrán que ser aceptados por el Consejo Científico de la revista.

Los manuscritos enviados a la revista deberán ser originales e inéditos, lo que se hará constar expresamente por el autor o autores en una carta adjunta al editor. También se indicará si alguna parte del mismo se ha incluido en otra publicación.

**TEXTO.** Deberá redactarse correctamente y de forma definitiva antes de su presentación. Los artículos serán enviados por duplicado, en papel formato A4 escrito a doble espacio y una sola cara. Su extensión no superará los 66.000 caracteres. El editor, en su caso, podrá pedir una reducción del texto o, excepcionalmente, admitir otros más extensos. En caso de que el manuscrito sea aceptado para su publicación se presentará una versión electrónica, indicando los sistemas software empleados. No se devolverán los originales y las copias de los artículos que sean rechazados.

**RESUMEN.** Todos los originales deberán ir acompañados de un resumen, encabezado por el título, en el que se incluyan los objetivos, métodos y posibles conclusiones que se deduzcan del trabajo, con una extensión aproximada de 125 palabras. Junto con el resumen se relacionarán entre 3 y 10 palabras clave que den una idea rápida del contenido del artículo. Todo ello se enviará en castellano y en inglés.

**DATOS DEL AUTOR.** El manuscrito irá acompañado de una hoja con los datos personales y profesionales del autor o autores: filiación institucional y profesional, dirección particular y del centro de trabajo, e-mail y cualquier otra información de contacto.

**FIGURAS, LÁMINAS Y GRÁFICOS.** Las figuras (*grabados y dibujos a línea*) irán numeradas correlativamente, con números árabes. Podrán incluirse intercalados en el texto, indicando el lugar exacto donde deben colocarse, o bien al final del trabajo. Es imprescindible que se incluya la escala gráfica correspondiente.

Las láminas de fotografías o diapositivas se entregarán definitivamente montadas, numeradas correlativamente con números romanos, y con letras minúsculas las fotografías dentro de cada lámina.

Los pies y leyendas de ambas se presentarán en hoja aparte, haciendo referencia a la ilustración correspondiente.

Los cuadros y gráficos irán numerados correlativamente y se hará mención a las fuentes de origen.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

**A. Notas a pie de página.** En principio se reservan exclusivamente para comentarios al texto, siempre que no se puedan incluir en este, o para las citas de apoyo documental, evitando al máximo su número. Corresponde al autor asegurarse en su manuscrito final de que no agregará ni suprimirá notas una vez haya comenzado el proceso de edición.

En el caso de que las notas se utilicen para introducir bibliografía consultada, ésta se dispondrá del siguiente modo cuando se cite por primera vez en cada capítulo: inicial o iniciales del nombre del autor seguido de los apellidos en versalita, título de la obra (en cursiva), lugar de edición, editor, año de edición y las páginas, en su caso, donde aparece lo que se está comentando precedidas de p. o pp., según sea una o varias; si se trata de un artículo, el título irá en recta entre comillas latinas (« »), le seguirá el nombre de la revista en cursiva, el número de la misma, el año de edición y las páginas que se quieran señalar precedidas de p. o pp.; en caso de obras colectivas o congresos, el título de los trabajos irá en recta entre comillas latinas seguido de la obra o congreso (en cursiva), lugar, editor, año de edición y páginas. Todo ello separado por comas.

EJEMPLOS:

G. DURAND, *Las estructuras antropológicas de lo imaginario*, Madrid, Taurus ediciones, 1982, p. 169.

J.M. ENGUITA UTRILLA, «Rasgos dialectales en las hablas de Teruel», *Teruel*, 74, 1985, pp. 179-219.

P. PÉREZ VIÑUALES, «Vacío demográfico mudéjar en Alagón durante el siglo XV», *Actas del III Simposio Internacional de Mudejarismo*, Teruel, Instituto de Estudios Turoleses, 1986, pp. 253-259.

Cuando en una nota vuelva a haber referencias a una obra ya citada y no haya otras del mismo autor, se pondrán la inicial o iniciales seguidas del apellido en versalitas, *op. cit.* (en cursiva) y las páginas si corresponde. Si hay más de una obra de un mismo autor se repetirán las tres o cuatro primeras palabras de la obra (en cursiva o entre comillas según sea el caso) seguidas de puntos suspensivos y la página o páginas correspondientes (p. o pp.).

Si una nota se refiere exactamente a lo mismo de la nota anterior, se pondrá *Ibíd.*

**B. En el texto.** Se harán indicando el apellido del autor o autores (en versalita si va entre paréntesis), año de publicación y, en su caso, la letra que figura en la Bibliografía y las páginas tras dos puntos, si se considera oportuno incluirlas.

EJEMPLOS:

Referencia a un autor sin comentarios en el interior del texto (FORCADELL, 1977: 170), o bien (RUIZ CARNICER *et al.*, 1986).

Cuando el autor citado forme parte de la sentencia, la referencia se hará del siguiente modo: "Como ha indicado Forcadell (1977), las causas...".

En un apartado al final de la obra deberán incorporarse todas las referencias bibliográficas completas contenidas en el texto, ordenadas alfabéticamente (y si hay varias citas de un mismo autor la colocación dependerá del año de edición) y siguiendo este esquema: apellidos del autor en versalita, inicial o iniciales del nombre del mismo, año de edición entre paréntesis (distinguiendo a, b, c, en caso de que el mismo autor tenga más de una obra citada en un año determinado), título de la obra (en cursiva), lugar de edición y editor; si se trata de un artículo, el título irá en recta entre comillas latinas (« »), le seguirá el nombre de la revista en cursiva, el número de la misma y las páginas precedidas de pp.; en caso de obras colectivas o congresos, el título de los trabajos irá en recta entre comillas latinas seguido de la obra o congreso (en cursiva), lugar, editor y páginas. Todo ello separado por comas excepto el nombre del autor y la fecha de la obra citada.

En el caso de que un autor encabece varias obras, independientemente del número de colaboradores que lo acompañen, el orden será siempre cronológico.

EJEMPLOS:

GARCÍA MÁRQUEZ, M. (1983), *Geografía urbana de Teruel*, Teruel, Instituto de Estudios Turoleses.

MATEOS, J.A. (2003a), «Propios, arbitrios y comunales: la hacienda municipal en el reino de Aragón durante los siglos XVI y XVII», *Revista de Historia Económica*, XXI, 1, pp. 51-77.

MATEOS, J.A. (2003b), «Municipio y mercado en el Aragón moderno: el abasto de carne en Zaragoza (siglos XVI y XVII)», *Espacio, Tiempo y Forma*, IV, 16, pp. 183-216.

FORCADELL, C. (1977), «El movimiento obrero», *Los Aragoneses*, Madrid, Ediciones Istmo, pp. 161-186.

En cualquier caso, sólo podrá utilizarse un sistema u otro para las referencias bibliográficas, nunca podrán mezclarse ambos.

**RESEÑA DE LIBROS.** La revista Teruel incluirá reseñas de libros cuya temática esté relacionada con el ámbito de la revista. Quienes deseen escribir una reseña de un libro deberán contactar previamente con el editor. Las reseñas de libros irán precedidas de un encabezamiento con los siguientes datos: nombre y apellidos del autor o autores, título del libro (en cursiva), lugar de publicación, editorial, año de publicación y número de páginas. Al final de la reseña se hará constar el nombre y apellidos del autor de la misma. Las reseñas no superarán los cinco folios (11.000 caracteres).

**PRUEBAS.** Las primeras pruebas serán enviadas a los autores para su corrección, los cuales marcarán los posibles errores de imprenta y las devolverán en el plazo de dos semanas a partir de la fecha de su recepción. El retraso en la devolución de las pruebas implicará la publicación del trabajo en el volumen siguiente. Las segundas y definitivas serán corregidas por el Instituto de Estudios Turoleses.

**SEPARATAS.** Los autores tendrán derecho a recibir 25 separatas de sus trabajos.





# BASES DE DATOS

Consejo Superior de Investigaciones Científicas

- **CSIC**: Catálogo exhaustivo de Libros y Revistas existentes en las subbibliotecas del CSIC. Su territorialización es a través de paises.

Volumen Libros: 514.000

Volumen Revistas: 42.000 Referencias

- **ISOC**: Base de datos internacional que recoge y analiza más de 1.500 revistas españolas relacionadas con Humanidades y Ciencias Sociales. Se subdivide, según las disciplinas, en las siguientes:

• AMÉRICA LATINA

• EDUCACIÓN (Economía, Sociología, Pedagogía)

• ISOC-ARTE (Bellas Artes)

• ISOC-DC (Documenología, Historia, Ciencias)

• HISTORIA (Historia, Ciencias Auxiliares)

• J. RHDCC (Ciencias Jurídicas)

• IRIE (Lingüística y Filología)

• IPI (Psicología, CC. Filológicas)

• IRIE (Lingüística y Filología)

Volumen: 284.000 Referencias

Crecimiento Anual: 15.000 Referencias

- **IMA**: Base de datos referencial que recoge y analiza más de 130 revistas médicas españolas.

Volumen: 172.000 Referencias

Crecimiento Anual: 7.000 Referencias

- **ICTE**: Base de datos referencial que recoge y analiza más de 600 publicaciones periódicas españolas, dentro de los campos de la Química y la Tecnología.

Volumen: 662.000 Referencias

Crecimiento Anual: 8.000 Referencias

- **IATRI**: Transferencia de resultados de investigación de la Red IATRI-OTI

Volumen: 6.000 Referencias

Crecimiento Anual: 1.500 Referencias

• Datos marzo 1997

• EN LÍNEA

• CD ROM

**CENTRO DE INFORMACIÓN  
Y DOCUMENTACIÓN CIENTÍFICA (CINDOC)  
UNIDAD DE DISTRIBUCIÓN DE BASES DE DATOS**  
Joaquín Costa, 22  
28002 MADRID  
Teléfono: (91) 563 64 82 - 87 - 88  
Fax: (91) 564 26 44  
Correo Electrónico: [rdi@cindoc.csic.es](mailto:rdi@cindoc.csic.es)  
Internet: <http://www.cindoc.csic.es>

## EL CENTRO DE INFORMACIÓN Y DOCUMENTACIÓN CIENTÍFICA DEL CSIC

El Centro de Información y Documentación Científica (CINDOC) se crea en enero de 1997 dentro del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, como resultado de la fusión de los institutos el ISUI y el ICSL. Nace como un centro de documentación multidisciplinar cuyos objetivos prioritarios son:

- \* Tener al alcance de cualquier persona interesada toda la información de carácter científico que se produce en el mundo sobre el tema de su interés.

- \* Difundir al máximo la producción científica española publicada en revistas especializadas por medio de:

- Creación de bases de datos
- Edición de repertorios bibliográficos
- Edición de CD-ROM

- \* Promover y colaborar en cursos de formación de especialistas y en cursos de la información, fomentando el uso de las nuevas técnicas entre los investigadores españoles.

- \* Investigar en el campo de la Documentación Científica en sus diversas facetas: sistemas de almacenamiento y recuperación de la información, lenguajes documentales, estudios bibliométricos de la producción científica española, evaluación de revistas científicas, etc.

Para el cumplimiento de estos objetivos ofrece, entre otros, los siguientes servicios:

- Investigaciones bibliográficas a demanda
- Acceso al documento primario
- Préstamo interbibliotecario
- Asesoramiento y consulta
- Cursos de formación diseñados a medida
- Servicios de biblioteca

Una de las tareas principales que el CINDOC tiene encomendadas es la de crear y mantener bases de datos que reúnan la producción científica publicada en revistas españolas.

Actualmente existen 9 bases de datos bibliográficas que contienen más de 200.000 registros, accesibles por terminal de ordenador desde cualquier parte del mundo que pueda conectarse con un ordenador o una tarjeta de comunicaciones a las Bases especializadas de transferencia de datos. También puede consultarse la información adaptándolas en CD-ROM.

La alimentación de estas bases de datos se realiza gracias al vaciado de más de 1.500 revistas españolas especializadas en los diferentes campos del conocimiento.

De interés especial para los usuarios, cabe resaltar que las bases de datos contienen desde 1975 los artículos publicados en más de 200 revistas multidisciplinarias de Estados Unidos, que aportan un volumen de información muy considerable a las bases de datos y garantizar la recogida de cualquier artículo de interés sea cual sea la revista donde se publique.

Las bases se actualizan mensualmente y pueden consultarse de distintas maneras según las necesidades de los usuarios: trabajos de un autor, de una revista y fecha determinada, relativos a un lugar concreto y por supuesto sobre un tema específico. Para este último tipo de consultas, los documentalistas del CINDOC desarrollan vocabularios de interrogación por cada materia, estructurados de forma que garantizan al máximo la calidad de la recuperación.

En cuanto a información internacional, el CINDOC accede a las principales bases de datos internacionales.

Las personas interesadas pueden obtener información complementaria dirigiéndose a:

CINDOC	Sección de Distribución y Dif. Externas
C/ Zurbarán, 25	C/ Pinar, 14
28006 Madrid	28006 Madrid
Tel: (91) 411 72 23	Tel: (91) 585 56 48 - 585 56 49
Fax: (91) 564 50 69	Fax: (91) 561 61 93

■ **TERUEL 92** (I) ■ TERUEL, 2008-2009 ■ ISSN 0210-3524 ■

**LA FÁBRICA MAGNÉTICA DE DIQUES ANDESÍTICOS AUTUNIENSES DEL SECTOR DE MAICAS (ANTICLINAL DE MONTALBÁN, CORDILLERA IBÉRICA ORIENTAL), APLICACIÓN AL ANÁLISIS DEL FLUJO MAGMÁTICO** ■ A. GIL IMAZ, M. LAGO SAN JOSÉ, O. PUEYO ANCHUELA Y C. GALÉ BORNAO **T**  
**ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO Y GEOQUÍMICO DE LOS OOIDES FERRUGINOSOS DE LA CAPA DE ARROYOFRÍO Y SU RELACIÓN CON LOS MAGMATISMOS TRIÁSICO Y JURÁSICO DE TERUEL** ■ JAVIER RAMAJO CORDERO Y CARLOS GALÉ BORNAO **T**  
**EVOLUCIÓN DE FACIES Y SECUENCIAS DE ALTA FRECUENCIA EN LAS PLATAFORMAS DEL FINAL DEL JURÁSICO AL SUROESTE DE LA PROVINCIA DE TERUEL** ■ BEATRIZ BÁDENAS, MARCOS

AURELL, JAVIER IPAS Y EDUARDO ESPÍLEZ **T**  
**FLORA Y VEGETACIÓN DEL CURSO ALTO DEL RÍO PALOMITA (PROVINCIA DE TERUEL)** ■ RICARDO PITARCH GARCÍA **T**  
**SEGUIMIENTO RADIO-TELEMÉTRICO DE BUITRE LEONADO (*GYPUS FULVUS*) EN EL SISTEMA IBÉRICO ORIENTAL (ARAGÓN-ESPAÑA)** ■ JUAN ANTONIO GIL, JOSÉ LUIS LAGARES Y MANUEL ALCÁNTARA **T**  
**ESTUDIO COMPARATIVO DE LA LIMNOLOGÍA DE DOS LAGUNAS DE MONTAÑA DE TERUEL, CON ESPECIAL REFERENCIA AL ZOOPLANCTON Y LOS OSTRÁCCIDOS** ■ ANDREU ESCRIVÀ, JAVIER ARMENGOL Y FRANCESC MEZQUITA



**Instituto de Estudios Turolenses**



**Diputación  
de Teruel**