

Evolución paleoambiental  
de la mitad sur  
de la Península Ibérica.  
Aplicación a la evaluación  
del comportamiento  
de los repositorios  
de residuos radiactivos

Evolución paleoambiental  
de la mitad sur  
de la Península Ibérica.  
Aplicación a la evaluación  
del comportamiento  
de los repositorios  
de residuos radiactivos

ENRESA  
Dirección de Ciencia y Tecnología  
Emilio Vargas nº 7  
28043 Madrid - España  
Tfno.: 915 668 100  
Fax: 915 668 169  
[www.enresa.es](http://www.enresa.es)

*Diseño y producción: TransEdit*  
*Imprime: GRAFISTAFF, S.L.*  
*ISSN: 1134-380X*  
*D.L.: M--2003*  
*Agosto de 2003*

*Este trabajo ha sido realizado bajo contrato con ENRESA.*  
*Las conclusiones y puntos de vista expresados en él corresponden*  
*a sus autores y pueden no coincidir necesariamente con los de ENRESA*

**Autores:**

Torres<sup>1</sup>, Trinidad; Ortiz<sup>1</sup>, José Eugenio; Alcalde, Cristina<sup>2</sup>; Badal<sup>3</sup>, Ernestina; Castroviejo<sup>4</sup>, Ricardo; Cobo<sup>5</sup> Rafael; Chacón, Enrique<sup>1</sup>, Delgado<sup>6</sup> Antonio; Demoustier<sup>4</sup>, Axelle, Fernández-Gianotti<sup>7</sup> Jorge; Figueiral<sup>8</sup>, Isabel; García-Amorena<sup>2</sup>, Ignacio; García-Martínez<sup>1</sup>, María Jesús; Llamas<sup>1</sup>, Juan Francisco, Julià<sup>9</sup>, Ramón; Postigo<sup>2</sup>, José María; Rubiales<sup>2</sup>, Juan Manuel; Reyes<sup>6</sup> Emilio; Sepherd<sup>10</sup>, Thomas; Soler<sup>11</sup>, Vicente; Valle<sup>12</sup>, Maruja

**Editores:**

T. de Torres<sup>1</sup>, J.E. Ortiz<sup>1</sup>

**Supervisores:**

Cortés<sup>12</sup>, Antonio; Vela<sup>13</sup>, Antonio

<sup>1</sup> Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular (L.E.B.). Depto de Ingeniería Geológica. E.T.S.I. Minas de Madrid. C/Rios Rosas 21, 28003 Madrid.

<sup>2</sup> Unidad Docente de Botánica. E.T.S.I. de Montes (Universidad Politécnica de Madrid). Ciudad Universitaria, s/n. 28040 Madrid.

<sup>3</sup> Dpto de Prehistoria y Arqueología. Universidad de Valencia. Avda Blasco Ibáñez 28, 46010 Valencia.

<sup>4</sup> Dpto de Ingeniería Geológica. E.T.S.I. Minas de Madrid. C/Rios Rosas 21, 28003 Madrid.

<sup>5</sup> Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX). Pº Bajo Virgen Del Puerto, 3, 28030 Madrid.

<sup>6</sup> Estación Experimental "El Zaidín" (C.S.I.C.). C/ Profesor Albareda1, 18008. Granada.

<sup>7</sup> Instituto Geológico y Minero de España. C/ Rios Rosas 23, 28003 Madrid

<sup>8</sup> Institute de Botanique. 163, Rue August Broussonet, 34090 Montpellier (Francia)

<sup>9</sup> Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" (C.S.I.C.). C/ Lluís Solé i Sabaris s/n, 08028 Barcelona.

<sup>10</sup> England Mineralogy and Petrology Group Laboratory. Minerals, Environment and Geochemical Surveys Division. British Geological Survey, Nottingham (Gran Bretaña)

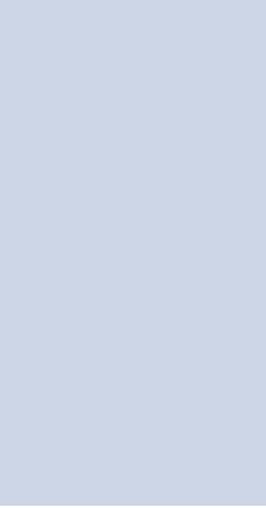
<sup>11</sup> Instituto de Agrobiología y Productos Naturales (C.S.I.C.). Avda Astrofísico Fco. Sánchez 3, 38206 La Laguna, Tenerife.

<sup>12</sup> Dpto de Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. Pza de la Merced s/n, 37008 Salamanca.

<sup>13</sup> Empresa Nacional de Residuos Radiactivos, C/ Emilio Vargas 7, 28043 Madrid.

<sup>14</sup> Consejo de Seguridad Nuclear. C/ Justo Dorado 11, 28040 Madrid

Página en blanco



# Índice



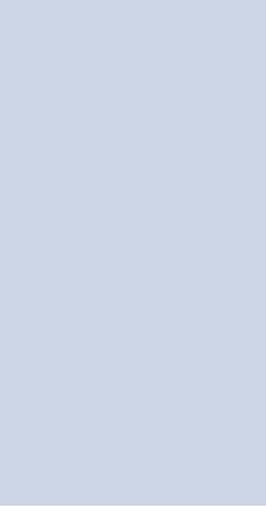
Índice

ÍNDICE . . . . .	I
ABSTRACT . . . . .	1
RESUMEN . . . . .	5
INTRODUCCIÓN Y PLAN DE LA OBRA . . . . .	9
Trabajos realizados . . . . .	12
Marco fisiográfico . . . . .	12
Marco geológico . . . . .	12
Marco estructural y neotectónico . . . . .	12
Sedimentología y paleogeografía . . . . .	13
Estratigrafía y cronoestratigrafía . . . . .	13
Paleobiología: interpretación paleoambiental . . . . .	13
Moléculas fósiles: interpretación paleoambiental . . . . .	13
Geoquímica inorgánica: carbonatos e inclusiones fluidas; interpretación paleoambiental . . . . .	13
Evolución paleoclimática y paleoambiental de la mitad sur de la Península Ibérica desde 2.0 a 0.3 ma BP . . . . .	13
Aportaciones a la evaluación de la seguridad de los almacenamientos de residuos radiactivos. . . . .	14
Bibliografía. . . . .	14
1. TRABAJOS REALIZADOS . . . . .	15
2. MARCO FISIGRÁFICO. . . . .	19
2.1 Introducción . . . . .	21
2.2 Orografía . . . . .	22
2.3 Red hidrográfica. . . . .	22
2.4 Estructura de la población . . . . .	24
2.5 Fisiografía . . . . .	25
2.6 Climatología . . . . .	25

3. MARCO GEOLÓGICO . . . . .	31
3.1 Cenozoico . . . . .	33
3.1.1 Mioceno . . . . .	34
3.1.2 Plioceno inferior-Cuaternario . . . . .	34
4. MARCO ESTRUCTURAL Y NEOTECTÓNICO . . . . .	39
Plegamientos ligados a fenómenos locales de tectónica compresiva . . . . .	43
Fallas . . . . .	43
Basculamientos. . . . .	43
Control estructural de los cursos fluviales . . . . .	44
Paleosismicidad . . . . .	44
Estratificación convoluta. . . . .	44
Estratificación en platos y pilares ("dish and pillar") . . . . .	45
Boudinage . . . . .	45
5. SEDIMENTOLOGÍA Y PALEOGEOGRAFÍA . . . . .	49
5.1 Introducción . . . . .	51
5.2 Facies . . . . .	54
Gravas/conglomerados (G) . . . . .	54
Arenas/areniscas y gravas/conglomerados con laminación cruzada (Scb) . . . . .	54
Arenas fosilíferas (Sf) . . . . .	54
Arenas masivas (Sm) . . . . .	55
Arenas yesíferas (Sy) . . . . .	55
Lutitas gravelosas y/o arenosas (Fs) . . . . .	55
Lutitas masivas (Fm) . . . . .	55
Lutitas laminadas (Fl) . . . . .	55
Lutitas carbonatadas-margas (Fc) . . . . .	55
Lutitas y yesos laminados (Fyl) . . . . .	55
Lutitas con yeso desplazativo (Fy) . . . . .	56
Yeso masivo (Ym) . . . . .	56
Calizas y calizas dolomíticas (DL) . . . . .	56
Lignitos, sapropeles y "gyttjas" (L) . . . . .	56
5.3 Interpretación de las facies . . . . .	56
Abanico aluvial . . . . .	57
Transicional . . . . .	57
Dominio lacustre . . . . .	58
6. ESTRATIGRAFÍA Y CRONOESTRATIGRAFÍA . . . . .	73
6.1 Estratigrafía. . . . .	75

6.1.1. Sección estratigráfica compuesta tipo . . . . .	75
. . . Sección estratigráfica tipo de la cuenca GBE (GBES) . . . . .	75
Sección de Cortes de Baza . . . . .	75
Sección de Norte de Orce . . . . .	77
6.1.2. Otras secciones asociadas . . . . .	77
Sección de Cementerio de Galera . . . . .	77
Sección de Benamaurel . . . . .	77
Sección del Este de río Baza . . . . .	79
Sección del yacimiento de Cúllar-Baza . . . . .	79
Sección del yacimiento de Venta Micena . . . . .	79
Sección del canal de San Clemente . . . . .	79
Sección de Laneros . . . . .	80
Sección de Carretera Nueva . . . . .	80
6.2 Cronoestratigrafía . . . . .	82
6.2.1 Paleomagnetismo . . . . .	82
6.2.2 Aminostratigrafía y Aminocronología . . . . .	84
Método de racemización de aminoácidos . . . . .	84
Aminoestratigrafía . . . . .	84
Aminocronología . . . . .	84
Tasas de sedimentación . . . . .	87
6.3 Cronología general de la cuenca . . . . .	88
7. PALEOBIOLOGÍA: INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL . . . . .	93
7.1. Paleobiología de invertebrados . . . . .	95
7.1.1 Ostrácodos . . . . .	95
7.1.2 Foraminíferos . . . . .	97
7.1.3 Moluscos <b>97</b>	
Pelecípodos . . . . .	97
Gasterópodos . . . . .	98
7.1.4 Interpretación palaeoambiental . . . . .	99
7.2 Paleontología de vertebrados . . . . .	101
7.3 Paleobotánica . <b>101</b>	
7.3.1 Palinología . . . . .	101
Preparación de las muestras . . . . .	101
Resultados . . . . .	101
7.3.2 Paleoantracología . . . . .	104
Material y métodos . . . . .	104
Resultados y discusión . . . . .	106

7.3.3 Descripción de un dendrolito de la sección Carretera Nueva (Galera) . . . . .	107
Descripción microscópica: . . . . .	107
Resultados y discusión. . . . .	108
8. MOLÉCULAS FÓSILES: INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL . . . . .	117
8.1 Introducción . . . . .	119
8.2 Metodología . . . . .	121
8.3 Resultados . . . . .	122
8.4 Resultados . . . . .	122
Venta-Micena . . . . .	122
Yacimiento de Huéscar . . . . .	122
Yacimiento de Cullar-Baza . . . . .	123
Fuente Amarga . . . . .	124
Nivel CBS-224 . . . . .	124
Nivel CBS-1 . . . . .	124
9. GEOQUÍMICA INORGÁNICA: CARBONATOS E INCLUSIONES FLUIDAS, INTERPRETACIÓN AMBIENTAL . . . . .	129
9.1 Análisis isotópico de carbonatos . . . . .	131
Isótopos estables de oxígeno . . . . .	131
Isótopos estables de carbono . . . . .	132
9.1.1 Metodología . . . . .	132
9.1.2 Resultados . . . . .	132
9.1.3 Discusión. . . . .	132
9.2 Paleosalinidad en inclusiones fluidas . . . . .	138
9.2.1 Metodología . . . . .	138
9.2.2 Resultados y discusión. . . . .	139
9.3 Estudio de la ciclicidad . . . . .	139
10. EVOLUCIÓN PALEOCLIMÁTICA Y PALEOAMBIENTAL . . . . .	147
11. APORTACIÓN A LA EVALUACIÓN DE LA SEGURIDAD DE ALMACENAMIENTOS DE SEGURIDAD DE RESIDUOS RADIACTIVOS . . . . .	153
12. . . . REFERENCIAS . . . . .	157



# Abstract



Abstract

This publication shows the results obtained in three research projects: "EQUIP: Evidency from Quaternary Infills Palaeohydrogeology" (F14W/CT96/0031), funded by UE, "Evolución Paleoclimática de la Mitad Sur de la Península Ibérica", funded by ENRESA, and "Paleoclima", funded by Consejo de Seguridad Nuclear and ENRESA.

The eastern part of the Guadix Baza Basin is one of the scarce European areas where an almost complete Pleistocene stratigraphy has been recorded. Since the Lower Pliocene times the Guadix-Baza Basin functioned in a centripetal pattern: alluvial fans at the basin edges and a central complex-mosaic-like lacustrine realm. The relationships between the wide and complex variety of alluvial and fluvial facies has been established. The sedimentation in the lake margin consisted mainly of bioclastic sands and lutites with fossils while in the central-lacustrine realm the sedimentation consisted of gypsiferous lutites, gypsiferous sands and massive gypsum and, occasionally, carbonates which during a specific deposition period constitute the "Orce Limestone Horizon" consisting on limestones and/or dolostones with variable amounts of diagenetic gypsum and terrigenous clasts near the lake margin.

After field work, a composite-stratotype-section was established where the most important Pleistocene paleoenvironmental events are included. In order to avoid the characteristic diagenesis of the lacustrine realm (gypsum substitution of calcite and aragonite) the composite-stratotype-section was established on lacustrine-margin deposits.

The composed stratigraphical-type section was obtained through paleomagnetic sampling and amino acid racemization dating of mollusk and ostracode shells. The section covers a time span from the Pliocene-Pleistocene boundary until 250 ka BP when the

fluvial incision of the Fardes river head reached the basin and their lacustrine sedimentation suddenly stopped. A fluvial terrace has been also dated.

Some snapshots of the paleoenvironmental evolution of the Guadix Baza basin were obtained through paleobotanical analysis of pollen, charcoal (paleoanthracology) and wood opal. Organic geochemistry of biomarkers contained in selected beds gave information about the organic matter provenance (terrestrial or aquatic plants) and confirmed that a conspicuous charcoal bed was linked to forest fire.

Paleobiological analysis of paleontological remains –ostracodes, mollusks and pelecypods– allowed a first approach to the basin paleoenvironmental evolution in spite of the evident environmental bias linked to the presence of saline springs in the basin and gypsiferous rocks in the source area of easternmost alluvial fans.

This first approach to the paleoenvironmental evolution of the Guadix-Baza basin was tuned with the data from the analysis of stable isotope analysis and trace elements from the ostracode calcitic shells. This allowed the establishment of alternances of "cold and humid" and "arid and dry" periods which permitted the identification of the "dry mediterranean" and "wet Mediterranean" climatic classes *sensu* Horowitz (1989) which are correlated with the Caspian Sea, Dead Sea Rift lakes and North America pluvial lakes stratigraphical records. It has been possible to correlate the calcite shell isotopic composition and fluid inclusions paleosalinities confirming the paleoenvironmental interpretations. The obtained results will allow a genuine Iberian paleoclimatological evolution to the performance assessment of radioactive waste disposals.

Página en blanco

# Resumen

Resumen

Esta publicación refleja los resultados obtenidos de la realización de los proyectos "EQUIP: Evidency from Quaternary Infills Palaeohydrogeology" (F14W/CT96/0031), financiado por la UE, "Evolución Paleoclimática de la Mitad Sur de la Península Ibérica" financiado por ENRESA y "Paleoclima" financiado por el Consejo de Seguridad Nuclear y ENRESA.

La cuenca de Guadix-Baza, sector oriental, es una de las escasas zonas europeas donde se ha conservado un registro razonablemente completo del Pleistoceno. La cuenca de Guadix Baza, en régimen continental desde el Plioceno, funcionó bajo un régimen centrípeto, con abanicos aluviales en los bordes y una zona compleja lacustre en mosaico en su centro. Se ha podido establecer la existencia de una amplia variedad de facies aluviales y fluviales y sus interrelaciones. La sedimentación en el margen lacustre estaba constituida por arenas bioclásticas y lutitas con fósiles, mientras que en zonas más centrales predominaron lutitas yesíferas, lutitas con yeso intrasedimentario, arenas yesíferas yesos y, ocasionalmente, carbonatos que durante un período concreto depositaron los materiales que configuran el "Nivel Calcáreo de Orce", calizas y dolomías con cantidades variables de yeso y terrígenos cerca de los bordes.

El trabajo de campo permitió el establecimiento de una serie estratigráfica tipo compuesta, que refleja los principales acontecimientos paleoambientales que tuvieron lugar durante el Pleistoceno. Con el fin de evitar la yesificación de la calcita y aragonito, propia del ambiente lacustre, la serie tipo de ha establecido en el registro del margen lacustre.

Con ayuda del análisis paleomagnético y el análisis de la racemización de aminoácidos en conchas de moluscos y ostrácodos se ha establecido la cronología numérica de la sección estratigráfica tipo que cubre desde el límite Plioceno-Pleistoceno hasta unos 250 ka BP, cuando la erosión de la cabecera

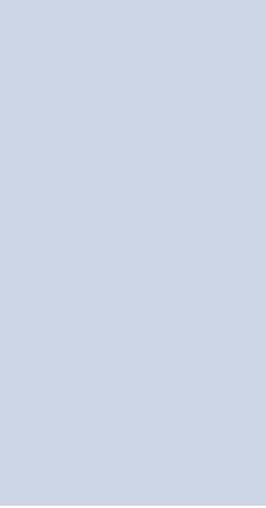
del río Fardes alcanza la cuenca abriéndola hacia el valle del Guadalquivir y cesando la sedimentación lacustre. También se ha datado un depósito de terraza fluvial.

Se han obtenido datos paleoambientales "instantáneos" mediante el estudio palinológico, el análisis paleobotánico de material silicificado (madera opalizada) o carbonizado (análisis paleoantracológico), el análisis geoquímico orgánico de algunos niveles especialmente favorables. La geoquímica orgánica de biomarcadores de algunos niveles concretos proporcionó datos sobre su origen (plantas terrestres o acuáticas) y confirmó que un conspicuo nivel carbonoso tuvo su origen en un incendio forestal.

El análisis paleobiológico basado en la distribución de especies de ostrácodos, gasterópodos y pelecípodos ha permitido una primera aproximación paleoambiental, pese al evidente sesgo introducido por la presencia de fuentes salinas y materiales yesíferos en el área fuente de los abanicos aluviales del límite oriental de la cuenca.

Esta interpretación se ha depurado mediante el estudio geoquímico inorgánico, isótopos estables y elementos traza de las conchas calcíticas de ostrácodos. Ello ha permitido el establecimiento de una alternancia de periodos "fríos y húmedos" y "cálidos y áridos" que permiten reconocer de las clases climáticas "mediterráneo seco" y "mediterráneo húmedo" *sensu* Horowitz (1989), que tienen sus correlatos en el registro paleoclimático de los grandes lagos del rift del Mar Muerto, el Mar Caspio y lagos pluviales de Norte América. La correlación de los datos isotópicos con las paleosalinidades deducidas del estudio de las inclusiones fluidas en yeso intrasedimentario ha permitido corroborar estas interpretaciones. Esto plantea un nuevo enfoque en el análisis del comportamiento de los repositorios de residuos radiactivos de alta.

Página en blanco



# Introducción y plan de la obra

Introducción y plan de la obra

En 1995 le fue encomendado a la Escuela de Minas de Madrid, a través del Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular (LEB), el estudio de la evolución paleoclimática y paleoambiental durante el Pleistoceno de la Península Ibérica.

El objetivo de este estudio era proporcionar datos a la Empresa Nacional de Residuos Radiactivos S.A. (ENRESA), para ser empleados en los "Ejercicios de Evaluación del Comportamiento (PA)" que se llevaban a cabo en dicha empresa a partir de datos transpirenaicos.

Ya en 1991 el LEB (nonato todavía) había realizado un primer intento de caracterización paleoambiental, a partir del análisis de travertinos y espeleotemas. Dichos trabajos se realizaron desde una posición de contratistas del Instituto Tecnológico y Geominero (ITGE) que, a su vez, era contratista a través de ENRESA de un proyecto "Euratom" europeo: "Paleoclimatological revision of climate evolution in the Western Mediterranean Region, evaluation of altered scenarios (CEC-FI2W-CT91-0075)". Este proyecto quedó complementado por otro proyecto firmado directamente por la UPM con ENRESA "Reconstrucción Paleoclimática desde el Pleistoceno Medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles" que fue determinante para la aparición del LEB. Se concluyó que con registros discontinuos, como los travertinos, difícilmente se podrá hilvanar una "*Historia de Evolución Paleoclimática y Paleoambiental*" coherente en el tiempo y, más todavía, cuando los depósitos corresponden, como en el caso de los travertinos, a momentos paleoclimáticos homogéneos y concretos. Los resultados de estos trabajos aparecen *in extenso* contenidos en dos publicaciones técnicas de ENRESA:

Torres, T., Baretino, D., Canoira, L., Cobo, R., García-Cortés, A., Grün, R., Hoyos, M., Julià, R., Llamas, J.F., Mansilla, H., Meyer, V., Quintero, I., Soler, V., Valle, M., Brusi, D., Coello, F.J., García-Alonso, P., Guerrero, P., Nestares, T., Peláez, A., Rodríguez-Alto, N. (1996). Aportaciones al conocimiento de la evolución paleoclimática y paleoambiental en la Península Ibérica durante los dos últimos millones de años a partir del estudio de travertinos y espeleotemas. Publicación Técnica ENRESA 3/96, 118 pp

Torres, T., Llamas, J.F., Canoira, L., García-Alonso, P., Ortiz, J.E. (1999). La racemización/epimerización de aminoácidos como herramienta geocronológica y paleotermométrica. Publicación Técnica ENRESA 9/99, 147 pp.

Durante la siguiente convocatoria de proyectos europeos, ENRESA decidió seguir contando con la colaboración del LEB como subcontratistas en el Proyecto EQUIP "Evidency from Quaternary Infills Palaeohydrogeology" (F14W/CT96/0031). En este proyecto participaron: Golder Associates Ltd (Gran Bretaña), BGS (Gran Bretaña), Fintact OY (Finlandia), Terralogicca AB (Suecia) y ANDRA (Francia).

EQUIP quedó complementado con los contratos UPM-ENRESA "Evolución Paleoclimática de la Mitad Sur de la Península Ibérica" y UPM-CSN-ENRESA "Paleoclima", que extendía el área de trabajo a la totalidad de la Península Ibérica, contando con la contratación de otras universidades como la Universidad Complutense de Madrid (UCM), Universidad de Zaragoza (UZ) Instituto de Geología Jaume Almera (CSIC, Barcelona) y Universidad de Valencia (UV). Simultáneamente, dos contratos UPM-ENRESA dedicados al estudio de la materia orgánica de arcillas del Cenozoico, permitieron el diseño final del LEB.

En esta Publicación Técnica de ENRESA se recogen parte de los resultados obtenidos a partir del estudio del registro sedimentario de parte de la cuenca de Guadix-Baza.

De una manera resumida, puede afirmarse que la obtención de datos paleoclimatológicos, a partir del estudio de un registro geológico de cualquier tipo y edad, resulta ser un trabajo que requiere poca innovación si se cuenta con un equipo adecuado de expertos en:

- Estratigrafía
- Cartografía geológica
- Sedimentología
- Paleontología de vertebrados
- Paleontología de invertebrados
- Palinología y paleobotánica
- Geofísica (Paleomagnetismo)
- Geoquímica de isótopos estables
- Geoquímica inorgánica
- Geoquímica orgánica
- Dataciones radiométricas
- Dataciones por racemización de aminoácidos

No obstante, se parte de una condición previa necesaria, aunque no suficiente: la existencia de un registro geológico razonablemente continuo, muy difícil de localizar en el entorno geológico ibérico, donde

predomina la falta de registro. En una líneas previas se ha indicado que este requisito es necesario, pero no suficiente, ya que también se precisa que en el "documento estratigráfico" los posibles eventos paleoambientales hayan quedado registrados, se hayan preservado y que lo hayan hecho de forma legible con el desarrollo tecnológico disponible.

A tal fin se seleccionaron dos zonas de trabajo en la provincia de Granada: el extremo nororiental de la cuenca de Guadix-Baza y la turbera de Padul. El hecho de seleccionar dos zonas de trabajo no estuvo condicionado por la intención previa de comparar resultados, sino para tener, al menos, una posibilidad de acierto en la selección de la zona de estudio: una zona lacustre de miles de kilómetros cuadrados con excelente afloramientos, pero poco conocida, y una pequeña turbera en la que para obtener el material de estudio se tenía que realizar un sondeo con recuperación continua de testigo en una zona bajo la lupa de grupos conservacionistas y en un dominio minero particular en el que, además de resolver problemas político-administrativos, se tenía que superar el problema tecnológico que plantea la perforación de un sondeo en turba poco compacta. Finalmente se solventaron los problemas en las dos zonas elegidas y se ha obtenido una información paleoclimática y paleoambiental amplia, aunque en esta publicación técnica se van a describir los trabajos y conclusiones obtenidas en la cuenca de Guadix-Baza.

Con este espíritu la obra se va a dividir en los apartados siguientes:

1. Trabajos realizados
2. Marco fisiográfico
3. Marco geológico
4. Marco estructural y neotectónico
5. Sedimentología y paleogeografía
6. Estratigrafía y cronoestratigrafía
7. Paleobiología: interpretación paleoambiental
8. Moléculas fósiles: interpretación paleoambiental
9. Geoquímica inorgánica: carbonatos e inclusiones fluidas: interpretación paleoambiental
10. Evolución paleoclimática y paleoambiental de la mitad sur de la Península Ibérica desde 2.0 a 0.3 ma BP.

11. Aportación a la evaluación de la seguridad de los almacenamientos de residuos radiactivos.

12. Referencias

## Trabajos realizados

Este apartado contendrá de forma resumida el balance de trabajos realizados en la Depresión de Guadix-Baza durante la ejecución de los proyectos ya citados. Se pretende que cada trabajo realizado tenga una parte inicial descriptiva y metodológica, y una cuantificación en tablas. Se van a describir los trabajos realizados en diferentes apartados.

## Marco fisiográfico

Este apartado se plantea no solamente para proporcionar una información que meramente sitúe la zona de trabajo en un conjunto exclusivamente administrativo-territorial, sino que incluya información sobre el paisaje actual, con referencias a la cubierta vegetal y a los usos del suelo. No se pretende que esta descripción sea exhaustiva, simplemente permita establecer el contraste entre el "ambiente" actual y el paleoambiente deducido de la realización de este Proyecto.

El marco fisiográfico permitirá conocer aspectos que han condicionado la realización de este Proyecto: en especial el por qué de la zona seleccionada.

## Marco geológico

Pretende establecer la situación geológica general de la zona de realización del Proyecto a partir de la información disponible: Mapa 1:1000000 del Cuaternario de España y hojas geológicas MAGNA editadas o en imprenta. Este apartado tiene importancia ya que permite conocer con cierto detalle las características litológicas de las áreas fuente de sedimento y de las cuencas de recepción hidrográfica.

## Marco estructural y neotectónico

Aunque la realización de este Proyecto no precisaba del análisis estructural de la cuenca, no cabe duda que la información existente de su basamento, así como algunos accidentes estructurales ligados a neotectónica han condicionado parte de la configuración de la cuenca.

## Sedimentología y paleogeografía

El análisis sedimentológico de la parte de la Cuenca de Guadix-Baza comprendida en este Proyecto ha supuesto un enorme esfuerzo y gracias a él se han podido seleccionar las secciones a muestrear. Para una comprensión correcta del significado de las sucesiones sedimentarias, se ha realizado una interpretación paleogeográfica que ha permitido explicar algunas de las singularidades detectadas en los estudios específicos realizados sobre las muestras recogidas.

## Estratigrafía y cronoestratigrafía

Si la sedimentología y paleogeografía aplicaban fuera cual fuera la edad de los materiales de la cuenca, dado que se trata de un sistema metodológico "atemporal", para el estudio paleoambiental se hizo preciso conocer el desarrollo en el tiempo (cronología relativa) de los cuerpos sedimentarios que constituían su relleno. Posteriormente se necesitó situar en el tiempo (cronoestratigrafía) los eventos paleoclimáticos y paleoambientales definidos.

## Paleobiología: interpretación paleoambiental

En la cuenca de Guadix-Baza abundan los restos fósiles, aunque este estudio se ha centrado en los restos más "humildes", los invertebrados fósiles y, cuando ha sido posible, en los pólenes fósiles. Dado su carácter de hallazgo excepcional no se ha profundizado especialmente en las interpretaciones derivadas del estudio (a través de la Bibliografía) de los restos de micro y macromamíferos que, en algunos casos, son dispares o imprecisas.

Dentro de este grupo se incluyen los resultados del estudio paleoantracológico de algunos restos leñosos carbonizados que, aunque puntuales, dan una visión nueva de la cubierta vegetal de la zona durante el Plioceno/Pleistoceno y documentan el primer incendio forestal catastrófico en el área mediterránea ibérica.

## Moléculas fósiles: interpretación paleoambiental

Tras la muerte de los seres vivos y la posterior descomposición de los tejidos que fueron soporte vital, se generan una serie de biomarcadores que, por

una parte, son indicativos de sus orígenes: animal o vegetal, plantas arbóreas, arbustivas o hierbas, algas y seres inferiores. También los biomarcadores presentes indican la diagénesis sufrida por la materia orgánica: óxica vs. anóxica. En definitiva, se tendrá una imagen del tipo de cubierta vegetal, también del régimen hidrológico imperante en las áreas lacustres en las que se acumularon los sedimentos objeto de estudio.

## Geoquímica inorgánica: carbonatos e inclusiones fluidas: interpretación paleoambiental

En los sedimentos lacustres de la cuenca de Guadix-Baza los ostrácodos aparecen en la casi totalidad de las muestras recogidas. Si estos restos fósiles no han sufrido diagénesis, la composición de su concha calcítica, en lo referente a isótopos estables de oxígeno y carbono y los elementos traza que se acomodan a la red de los cristales de calcita, serán de notable interés a la hora de conocer la composición del agua de lluvia y, de hecho, caracterizar si se formaron durante períodos húmedos o secos y/o cálidos o fríos.

Otra peculiaridad importante de la cuenca de Guadix-Baza es la presencia de grandes cristales de yeso desplazativo (intrasedimentario) que crecieron en el seno del sedimento durante períodos de estrés hídrico en el área lacustre. Las inclusiones fluidas permiten determinar las paleosalinidades del freático superficial y construir curvas de paleosalinidad de la cuenca.

## Evolución paleoclimática y paleoambiental de la mitad sur de la Península Ibérica desde 2.0 a 0.3 ma BP

Dado que en la cuenca de Guadix-Baza falta el registro estratigráfico de los últimos 300ka, la reconstrucción paleoclimática y paleoambiental que, como mínimo, se puede extrapolar a la mitad sur de la Península Ibérica deberá quedar forzosamente restringida al período temporal citado. No obstante los trabajos de investigación del registro de la turbera de Padul permitirán completar y, en parte,

comparar el registro paleoclimático obtenido de la cuenca de Guadix-Baza.

## Aportaciones a la evaluación de la seguridad de los almacenamientos de residuos radiactivos

Uno de los aspectos más importantes de este trabajo descansa no solamente en la obtención de una(s) curva(s) de variación a lo largo de buena parte del Pleistoceno de un importante número de indicado-

res paleoambientales, tratados finalmente en una curva paleoclimática única, también el proyecto deberá reflejar conclusiones: metodologías que se hayan desarrollado para la realización del proyecto y aplicación al P.A. de los resultados.

## Bibliografía

Este apartado contendrá toda la bibliografía consultada para la realización del Proyecto así como la bibliografía generada durante su realización.

# 1. Trabajos realizados

## 1. Trabajos realizados

En las tablas que se presentan a continuación figura un resumen de todas las actividades que se han llevado a cabo en la Cuenca de Guadix-Baza (tabla

1.1) y las secciones estratigráficas levantadas en la zona de trabajo (tabla 1.2).

Tabla 1.1.  
Actividades realizadas en la Cuenca de Guadix-Baza.

Actividades	Trabajos realizados	Realización
Síntesis Geológica	Mapa geológico	L.E.B.-I.G.M.E.-CEDEX
Desmuestres de yacimientos fósiles	37 muestras	L.E.B.
Desmuestres de secciones	43 secciones 2151 metros 1532 muestras	L.E.B.
Datación AARD	650 muestras	L.E.B.
Paleomagnetismo	408 muestras	I.A.P.N.
Análisis palinológico	29 muestras	U.S.
Análisis antracológico	1 muestra	U.V.-I.B.
Análisis paleobotánico	1 muestra	E.T.S.I.Montes
Análisis CHN	1 muestra	L.E.B.
Análisis de biomarcadores en la materia orgánica	6 muestras	L.E.B.
Análisis paleobiológico de invertebrados (ostrácodos)	1567 muestras	L.E.B.
Análisis isotópico en ostrácodos ( $^{13}\text{C}$ y $^{18}\text{O}$ )	311 muestras	E.Z.
Análisis elementos traza en ostrácodos (Ca, Mg, Sr)	326 muestras	I.G.M.E.
Inclusiones fluidas (paleotermometría)	25 muestras	E.T.S.I.Minas
Inclusiones fluidas (elementos traza: Ca, Mg, Sr)	5 muestras	B.G.S.

L.E.B.:Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular (E.T.S.I.Minas); I.G.M.E.: Instituto Geológico y Minero de España; CEDEX: Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas; I.A.P.N.: Instituto de Agrobiología y Productos Naturales; I.B.: Institute de Botanique; U.S.: Universidad de Salamanca; U.V.: Universidad de Valencia. E.Z.: Estación Experimental "El Zaidín"; B.G.S.: British Geological Survey.

Tabla 1.2.  
Datos de las secciones estratigráficas levantadas en la Cuenca de Guadix-Baza.

Sección estratigráfica	Potencia (m)	Muestras
Cortes de Baza	250	428
Norte Canal	26	
Silex-2	42	1
Cañada Tarquina-1	33	18
Cañada Tarquina-2	43	49
Venta Micena-1 CVM-1	23	
Venta Micena-2 CVM-2	41	

Tabla 1.2.  
 Datos de las secciones estratigráficas levantadas en la Cuenca de Guadix-Baza (continuación).

Sección estratigráfica	Potencia (m)	Muestras
Venta Micena-3 CVM-3	44	4
Venta Micena-4 CVM-4	56	1
Venta Micena-5 CVM-5	41	2
Venta Micena-6 CVM-6	15	
Venta Micena-7 CVM-7	41	1
La Hinojora	3	1
Este Río Baza	22	12
Venta Micena	52	2
Carretera Nueva	106	92
Oeste de Orce	29	6
Cañada de Murcia	55	7
Buenavista	49	6
Loma del Quemado	37	2
Río Baza	26	23
Cortijo de la Virgen	63	1
El Cura	92	225
Yacimiento de Galera	30	1
Vista Alegre-1	23	
Vista Alegre-2	42	4
Cortijo del Pastor	2	1
Potrojo	13	1
Yacimiento de Huéscar	21	1
Barranco León	31	5
Norte de Orce	86	8
Yeseras	87	4
Oeste de Río Baza	56	11
Benamaurel	55	14
Torre del Salar	69	
Silex-1	42	
Cañada	50	2
Canal de San Clemente	28	55
Cañada de Murcia-2	28	145
Cementerio de Galera	80	
Norte de Orce-2	54	127
Cortijo del Negro	42	122
Laneros	120	150
TOTAL: 43 Secciones	2151 metros	1532 muestras

## 2. Marco fisiográfico

## 2. Marco fisiográfico

## 2.1 Introducción

La Cuenca de Guadix Baza (CGB) ocupa 4.500 km<sup>2</sup> y se sitúa en la Comunidad Autónoma de Andalucía, comprendiendo las provincias de Granada, en su mayor parte, y de Almería (Fig. 2.1.). Fisiográficamente se puede describir como una cuenca intramontañosa, es decir una zona central donde predominan rocas blandas, rodeada de montañas abruptas generadas durante el ciclo alpino. Dado su origen también se pueden considerar como lo que en la literatura anglosajona se denomina "Basin and

Range", aunque en este caso su régimen hidrológico ha dejado de estar regulado por la relación precipitación/evaporación hace menos de 300 ka. Desde un punto de vista más local, la CGB se denomina geológicamente como el *Corredor Bético* y ha sido, hasta tiempos muy recientes, la única vía de comunicación entre el litoral mediterráneo y el valle del Guadalquivir.

Se trata de una depresión de bordes irregulares que está dividida en dos partes por un estrangulamiento central, el Jabalcón de 1492m de altura. Los trabajos realizados se localizan en la mitad oriental. Ha-

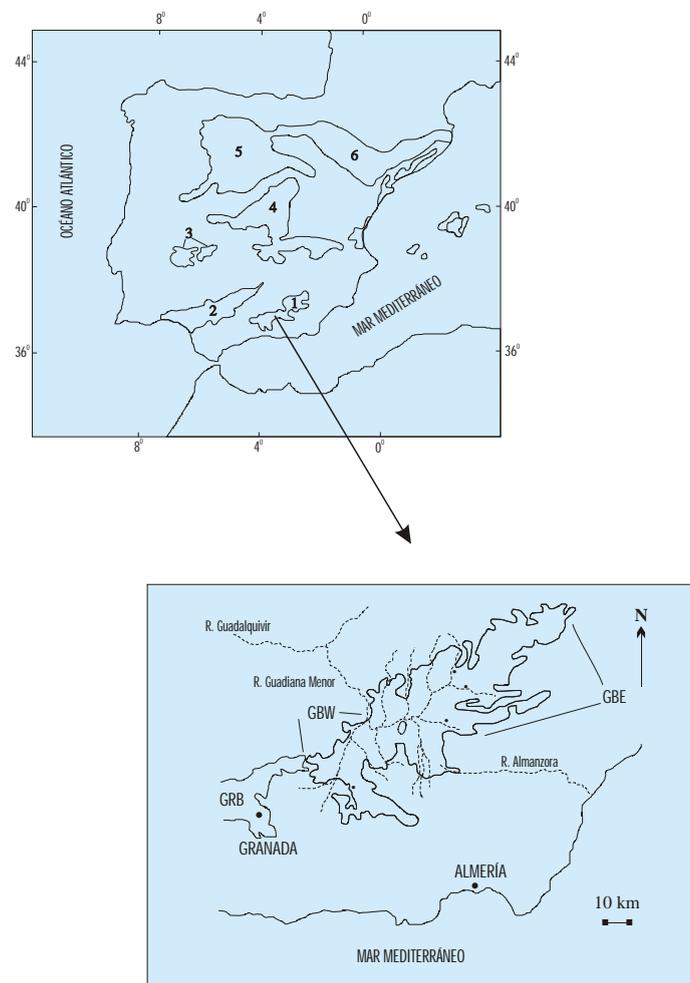


Figura 2.1. situación geográfica de la cuenca de Guadix-Baza y otras cuencas cenozoicas. 1: cuenca de Guadix-Baza. 2: cuenca del Guadalquivir. 3: cuenca del Guadiana. 4: cuenca del Tajo. 5: cuenca del Duero. 6: cuenca del Ebro. Otras cuencas menores no se han representado. GBE: sector este de la cuenca de Guadix-Baza; GBW: sector oeste de la cuenca de Guadix-Baza.

cia el oeste casi queda conectada con la Cuenca de Granada, mientras que hacia el E se conecta con la cuenca de Lorca.

## 2.2 Orografía

El límite sur de la CGB es muy neto (Fig. 2.2): una alineación montañosa de eje sensiblemente orientado en dirección E-O, el conjunto más septentrional de la Sierra de los Filabres y la Sierra de Baza, con su eje mayor en dirección SE-NO. Se trata de sierras extraordinariamente abruptas, con una línea de cumbres entre 2100-2200m s.n.m. sus cumbres más altas son el Calar Alto (2168) y Padilla (2062m). Al sur del corredor del Almanzora aparece la Sierra Nevada, orientada en dirección E-O, cuya línea de cumbres, en su límite con la CGB, está en 2600-2700 m s.n.m. con sus cimas más altas en el Peñón del Puerto (2750m) y en el Alto de San Juan (2780)

El límite norte de la CGB es más complejo ya que está formado por un amplio número de sierras largas (N-S) y angostas E-O: Jureña (1570), Montilla (1631), Marmolance, La Sagra (2383), Duda, Seca

(1673), Castril (1928), Segura (181) y del Pozo (1710).

El cierre oriental de la CGB lo constituyen la apósis orientales de la Sierra de las Estancias (1722) y la Sierra de Maria (2045), cuyos ejes mayores se alinean en dirección E-O, mientras que la Sierra de la Zarza (1487), que completa su cierre en el vértice NE no muestra una orientación concreta.

El cierre occidental de la CGB está representado por los relieves de Sierra Harana (1623), Montes Orientales, Sierra de Alta Coloma (1440), y Sierra Mágina (2167), ya en su ángulo NO.

## 2.3 Red hidrográfica

La red hidrográfica asociada a la CGB podría ser descrita como un sistema de ríos relativamente bien jerarquizados que drenan las sierras que confinan la cuenca y las esporádicas precipitaciones, y dos ríos relativamente marginales que conectan las cuenca con el nivel de base absoluto, el mar (Fig. 2.3). Al sur está el río Almanzora, que discurre a lo largo de un accidente tectónico bien conocido, el Corredor del Almanzora. Este río, que en la zona

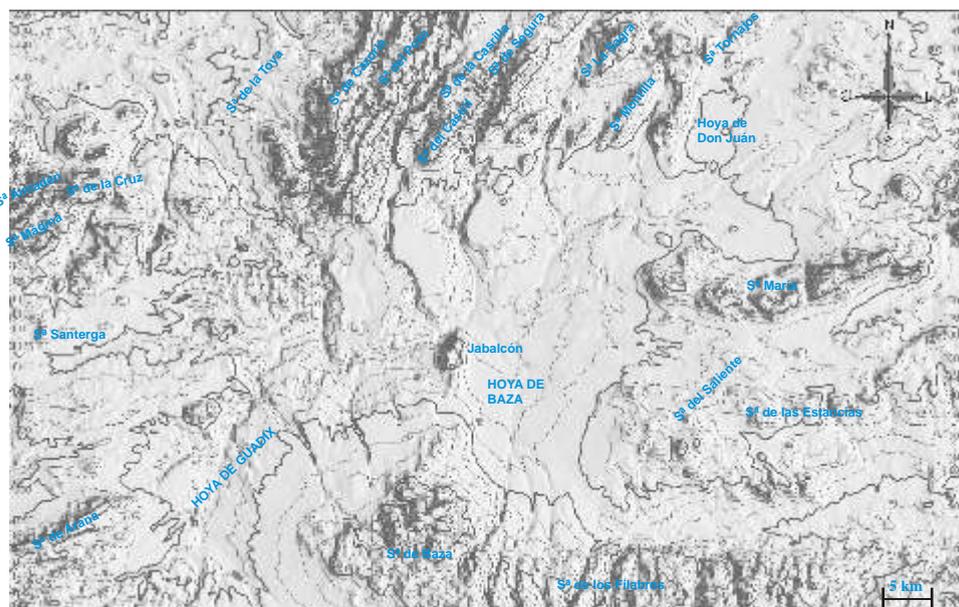


Figura 2.2. Principales accidentes orogénicos de la Cuenca de Guadix-Baza (sector oriental).



discurre predominantemente de Oeste a Este queda confinando entre las sierras de las Estancias (al N) y de Filabres (al S).

Un papel similar lo juega el Guadiana Menor en el margen norte de la CGB, que, desde su confluencia con los ríos Fardes y Guadahortuna en las cercanías de la localidad de Tamojares, discurre hasta su confluencia con el río Guadalquivir en el embalse de Doña Aldonza en dirección N-S, primero, y SE-NO después.

Hidrográficamente, la CGB posee un colector axial netamente en dirección E-O con un cierto número de afluentes, más numerosos y caudalosos los de su ribera norte. Este colector axial está constituido por ríos o partes de ríos cuya nomenclatura geográfica parece bastante caprichosa.

- ❑ La zona de cabecera la constituye el río Cúllar, que recibe aportes de una serie de ramblas (Cañada Hermosa, Bermeja, del Abad) en su margen izquierda.
- ❑ El río Cúllar, cerca de la localidad de Benamaurel, se une al río Guardal, tomando ese nombre durante un corto trecho, hasta unirse al río Baza, cuyo nombre toma, hasta, finalmente, a partir del pico del Jabalcón, pasar a tomar su denominación definitiva de Guadiana Menor.
- ❑ El río Guardal que discurre N-S y nace entre las sierras de La Sagra y Seca, y en la localidad de Castillejar, recibe los aportes constantes del río Galera- Orce, que drena el "Entrante de Orce". El río de Galera-Orce, recibe esporádicos aportes de la Cañada del Salar, en su margen derecha, aunque su caudal principal proviene de una fuente de aguas salobres. En sus días este río movía un molino (M. de la Alquería). A la altura del pueblo de Galera este río recibe el caudal constante del río Huéscar, que aunque nace en la Sierra de Montilla, recibe su caudal más estable del manantial de Fuencaliente, en los arrabales del pueblo de Huéscar.
- ❑ En la localidad de Castillejar el río Galera se une al río Guardal y toma su nombre. El río Guardal, con el nombre de río Raigadas, nace entre la Sierra de Duda y la Sierra de la Sagra, discurriendo de N a S con aportes estacionales desde alguna cañada (Cañada de Fuente Amarga). Desde Castillejar a Benamaurel, discurre en dirección NNE-SSO.

- ❑ Aguas abajo de Benamaurel, el río Guardal se une al río Cúllar, ya en el eje fluvial de la CGB.
- ❑ A la altura del pico Jabalcón, el eje hidrológico de la CGB pasa a denominarse Guadiana Menor, recibe aportes de los ríos Castril y Guadalentín en su ribera derecha y Baza en la izquierda.
- ❑ El río Castril, que sigue un trayecto N-S, tiene una nacadero espectacular entre Sierra Seca y Sierra de Castril. No tiene afluentes significativos.
- ❑ El río Guadalentín nace al pie de la Sierra de Segura y está regulado por el Embalse de la Bolera. Corre de N a S y carece de afluentes significativos.
- ❑ El río Baza, que en su parte alta se denomina río Golopón, nace en la Sierra de Baza y discurre de S a N.

## 2.4 Estructura de la población

La CGB no está densamente poblada y la antigua estructura de cortijadas dispersas alrededor de los núcleos principales de población (Fig. 2.4), se ha visto alterada por su abandono. En alguna de las localidades, especialmente en Huéscar, existen grupos raciales que sobreviven en condiciones infrahumanas.

Es de destacar que algunos de los principales núcleos de población, se superponen en núcleos de población mucho más antiguos, ibéricos (Galera, Baza...), que se emplazaron en el Corredor Bético a favor de unas condiciones medioambientales favorables, entre las que no dejaba de destacar su facilidad de comunicación con la ribera mediterránea y los núcleos ribereños de la cultura del Argar.

Las poblaciones principales son Baza, Caniles, Guadix, Cúllar-Baza, Pozo Alcón y Huescar. Otras poblaciones con menor población son: Orce, Galera, Margen de Arriba, Castillejar, Cortes de Baza, Benamaurel, Castril, Cuevas del Campo, Las Almontaras, Cebas, Las Juntas, Cortijillos de Campocámara, Freila, Zújar, Benalúa de Guadix, Fonelas, Alicún de Ortega, Huélago, Gorafe, Bacor Olivar y una serie de pagos y alquerías que testimonian otra estructura social de CGB. Dada la imposibilidad de enumerarlas en su totalidad, por su importancia paleontológica se citará Venta Micena.

## 2.5 Fisiografía

La CGB presenta en la actualidad una fisiografía que es herencia neta de su evolución morfológica reciente. Hasta finales del Pleistoceno medio (ca. 300 ka) la orografía de CGB quedaba perfectamente descrita por la sección transversal de la misma en sentido N-S que consistía en: crestas montañosas con cuevas estructurales – abanicos de pie de monte con pendientes hacia el eje de la cuenca y que construían bajadas - sediplano. Accidentes menores son cañones excavados en las rocas mesozoicas y paleozoicas de las sierras que contorneaban la CGB y algunos umbrales que interrumpían el fondo de la CGB como el pico Jabalcón y el umbral de Gorafe.

Cuando se produce la captura y consiguiente apertura de la cuenca al alcanzar la erosión ascendente del Guadiana Menor la CGB, atravesando las estribaciones occidentales de la Sierra de Cazorla, esta disposición morfológica se altera radicalmente y rápidamente alcanza su estado actual:

- Comienza una rápida erosión de los materiales escasamente compactados y/o cementados que colmatan la cuenca, con ello se instala la red hidrográfica actual que, con una estructu-

ración dendrítica sigue direcciones O-E y N-S (foto 1).

- Fruto de estos procesos son las terrazas, generalmente un único nivel, que bordean los cursos fluviales. En muchos casos el espesor de los materiales gravelosos supera la veintena de metros, intercalando sedimentos de grano fino, arenas de grano fino, limos y arcillas, que en muchas ocasiones son resultado del retrabajamiento de materiales más antiguos por erosión de ribera (foto 2).
- También son extraordinariamente frecuentes los movimientos gravitacionales de gran escala en las laderas (foto 3).

## 2.6 Climatología

La climatología de la CGB puede ser calificada como mediterránea. Se dispone de datos pluviométricos de varias estaciones (tabla 2.1). Desgraciadamente no hay un equivalente, en número de estaciones, en los referente a temperaturas medias (tabla 2.2). Otros datos de interés se resumen en la tabla 2.3.

Tabla 2.1.  
Datos de precipitación (P) en diferentes estaciones pluviométricas situadas en la cuenca de Guadix-Baza.

Hoja	Estación	Período	P. max.	P. min.	P. media
949	05087	1930-73	1753	451	1074
	05088	1915-74	1841	540	1131
	05089	1916-95	1486	294	785
	05090	1965-97	951	331	609
	05091	1945-68	1044	242	562
	05133	1949-76	780	232	437
	05134	1950-97	691	111	426
	05135	1916-74	1671	189	855
	05136	1952-53	1667	370	841
	05140	1916-68	1490	212	828
	05150	1950-75	965	320	617
	05137	1933-65	1477	313	617

Tabla 2.1.  
 Datos de precipitación (P) en diferentes estaciones pluviométricas situadas en la cuenca de Guadix-Baza.

Hoja	Estación	Período	P max.	P. min.	P. media
950	05033E	1983-96	745	237	457
	05054	1947-66	872	107	318
	05066	1969-81	406	157	313
	05070	1956-80	582	241	358
	05071	1930-72	704	117	336
	05071E	1945-97	1376	140	534
	05072	1971-83	413	175	296
	05073	1945-96	559	118	271
	05074	1966-97	534	158	308
	05082	1932-75	633	138	356
951	005056I	1985-97	544	96	266
	05064E	1972-97	497	89	288
	05065	1969-96	499	152	337
971	05098	1943-98	466	102	272
972	05075	1930-91	632	108	317
	05076	1955-98	652	167	333
	05079	1969-88	459	145	332
	05083	1945-98	501	178	349
	05084	1956-90	480	193	311
	0592E	1943-98	611	87	311
	993	05046	1969-98	648	254
993	05091I	1955-86	530	209	350
	05094	1969-85	608	301	470
	05097	1966-84	507	165	307
	05113	1943-83	897	114	295
	05120	1945-96	897	156	367
	05125	1955-96	432	124	289
994	05044	1969-96	479	124	304
	05047A	1969-96	503	220	361
	05047B	1972-82	484	216	357
	06346	1950-94	327	327	327

Tabla 2.2.  
Registro de temperatura (T) en diferentes estaciones situadas en la cuenca de Guadix-Baza.

Hoja	Estación	Período	T max.	T. min.	T. media
949	05009	1968-97	14.7	13.3	14.0
950	05053E	1983-96	14,4	13,4	13,8
	05071E	1973-97	15.6	13.4	14.5
951	05056I	1990-96	13.3	12.3	12.8
993	05113A	1988-96	14.7	12.9	13.8
994	05047	1990-97	13.6	12.4	13.0
	05047B	1973-82	15.6	12.6	13.6

Tabla 2.3.  
Clasificación climática de las hojas MAGNA que comprende la zona de estudio con los valores medios de diferentes parámetros climáticos. T.M.A.: temperatura media anual; T.M.: temperatura media; E.T.P.: evapotranspiración; P.: precipitación; D.M.A.: déficit medio anual.

Hoja		Clasificación de acuerdo a la humedad	T.M.A. (°C)	T.M. (°C) (mes más frío)	T.M. (°C) (mes más calido)	E.T.P. (media anual) mm	P. max (mm)	D.M.A. (mm)
950	Límite entre zona Mediterránea subtropical y Mediterránea templado-continental	Mediterráneo seco	11-16	2-8	20-27	700-1000	230-1350	300-850
951	Mediterráneo templado	Mediterráneo seco/semiárido	11-16	3-8	21-25	700-900	250-450	350-550
971	Mediterráneo templado	Mediterráneo seco	14-16	6-8	23-25	850-950	250-500	450-600
972	Mediterráneo continental templado	Mediterráneo seco	14-16	6-8	23-25	850-950	250-950	450-600
993	Continental-Mediterráneo	Mediterráneo seco	13-16	5-8	23-26	800-900	250-450	400-600
994	Continental-mediterráneo	Mediterráneo seco	13-16	4-8	23-26	800-920	250-600	400-600



---

1- Paisaje de cárcavas producido por la erosión ascendente del sistema del río Fardes sobre materiales lúitico-arenosos del Pleistoceno, zona de Toyo de Chiclana.

---



---

2-La denominada "terracea del canal", de edad Pleistoceno medio (parte alta) representa el testimonio más antiguo del inicio de la incisión del río Fardes en la cuenca de Guadix-Baza. Tiene abundantes restos.

---



---

3-Movimientos gravitacionales en laderas al norte de la localidad de Orce, afectando materiales del Pleistoceno inferior y medio.

Página en blanco

## 3. Marco geológico

### 3. Marco geológico

La Depresión de Guadix-Baza es una cuenca intra-montañosa constituida por materiales del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario, enmarcada en el sector central de las Cordilleras Béticas (Fig. 3.1). Presenta la característica excepcional de ser una de las pocas zonas de Europa y la única de España en la que ha existido sedimentación continua durante casi todo el Cuaternario.

### 3.1 Cenozoico

El sustrato de la cuenca cenozoica está constituido por materiales mesozoicos, principalmente carbonatados, y paleozoicos, menos abundantes, sobre los que se apoyan discordantemente sedimentos neógenos de origen marino. A partir del Tortoniense superior o límite Tortoniense-Messiniense (Vera, 1970b, Rodríguez Fernández, 1982, Fernández y Soria, 1988, Agustí *et al.*, 1988, Guerra Merchán, 1990, Soria, 1996) se produce la retirada del mar, siendo la sedimentación, a partir de entonces, de origen continental. Según Rodríguez-Fernández (1982) la regresión comenzó en el Tortoniense superior. Cuevas *et al.* (1984) dataron la base de los materiales

continentales como Turolense superior situando la discordancia entre materiales marinos y continentales en el Messiniense. Peña (1985) indicó que el ambiente marino perduró en el sector oriental de la cuenca de Guadix-Baza hasta el Plioceno medio.

Según Alberdi *et al.* (1988a) y Alberdi *et al.* (1989b) las zonas central y oriental estuvieron afectadas por una transgresión de edad pliocena mientras que en la zona occidental existían unas condiciones continentales. Para Bonnadona y Leone (1989) los datos isotópicos, paleontológicos y estratigráficos indicaban una posible ingresión marina en el Plioceno. Goy *et al.* (1989) determinan la presencia de fauna marina de la parte más alta del Plioceno inferior en el sector de Bodurria y Caniles (sur de la cuenca de Baza) aunque Guerra (1990) rebate esta tesis después de datarla como Tortoniense superior y no Plioceno inferior (Guerra *et al.*, 1990 en Guerra, 1990). Previamente Fernández y Soria (1988) consideran que la retirada del mar ocurrió en el límite Tortoniense-Messiniense. Soria y Ruiz-Bustos (1992) datan un yacimiento de vertebrados (Las Salinas, en el sector occidental) como Turolense superior (MN12), mientras que según Guerra *et al.* (1991) y Guerra y Ruiz Bustos (1991)

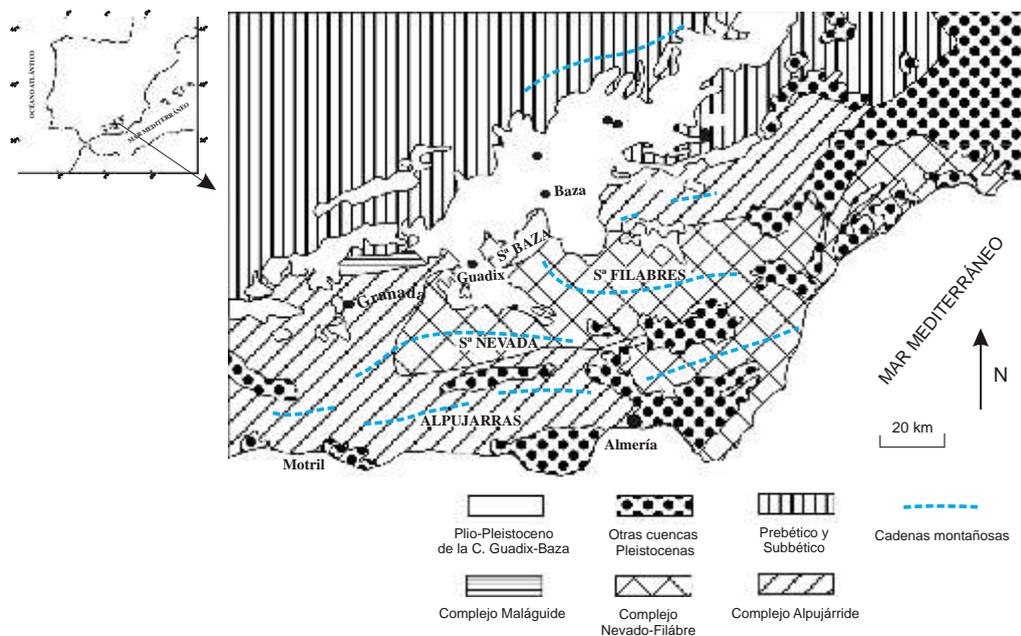


Figura 3.1. Encuadre geológico de la cuenca de Guadix-Baza.

en el sector suroriental, la retirada del mar se produjo en el Vientiense final.

Previo al depósito de los primeros materiales continentales, los sedimentos marinos miocenos estuvieron sometidos a un proceso de deformación tectónica más o menos intenso (Alonso, 1990) con una fase compresiva de edad intratortoniense que provocó, primero, que la cuenca de Guadix-Baza quedara como una cuenca marina intramontañosa conectada con el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo por estrechos pasillos y, posteriormente, la regresión en el Tortoniense superior (Soria, 1993). Parece que durante el Mioceno superior (Alonso, 1990) existió una conexión marina entre la cuenca de Guadix-Baza y el Corredor de Huércal-Overa.

Para Alberdi *et al.* (1988a) fue una fase tectónica de edad intrapliocena la que individualizó dos sectores en la Depresión de Guadix-Baza, quedando el sector central más deprimido y el oriental más levantado. Para Bonnadona y Leone (1989) el cambio de drenaje hacia el SE lo produjo una fase tectónica de edad post-Villafranquiense. Según Goy *et al.* (1989) es en el Plioceno superior cuando se produjo un basculamiento hacia el NO que cambió la dirección de drenaje y levantó el borde oriental, quedando la cuenca aislada del mar. Soria (1993) indica que la cuenca se continentalizó al final del Tortoniense.

En todo caso, el resultado de esta tectónica, que según los datos estratigráficos, paleontológicos y tectónicos finalmente se estima de edad Tortoniense, es el plegamiento de los materiales miocenos marinos sobre los que se depositaron en discordancia angular y erosiva los sedimentos de origen continental que se disponen horizontal o subhorizontalmente, aunque con posterioridad tuvieron lugar movimientos tectónicos menores.

Desde el punto de vista sedimentológico la cuenca siguió un modelo deposicional centrípeto, aunque en el sector occidental predominan los materiales detríticos depositados a partir de abanicos aluviales que fueron englobados en la Formación Guadix por von Drasche (1879); en el sector oriental, por el contrario, los sedimentos son algo más variados, dominando los materiales de precipitación química (yesos y carbonatos).

### 3.1.1 Mioceno

Los materiales inmediatamente subyacentes a los sedimentos continentales de la Depresión de Guadix-Baza son de origen marino de edad Mioceno

que llegan a aflorar en la zona oeste, entre Sierra Arana y Mencal, en la zona norte y en el extremo sureste, cerca de Caniles, donde se encuentran los niveles más modernos.

Los trabajos más completos sobre la estratigrafía, evolución tectónica y sedimentaria durante el Neógeno marino se deben a Comas (1978) y Soria (1993, 1994, 1996 y 1998) quienes estudian los afloramientos comprendidos entre Sierra Arana (SO de la Depresión de Guadix-Baza) y el río Guadiana Menor definiendo diversas formaciones y eventos tectónicos.

Rodríguez Fernández (1982) en su trabajo sobre el Mioceno del sector occidental de la Cordillera Bética define una serie de formaciones para el sector SO de la Depresión de Guadix-Baza, diferenciando tres conjuntos superpuestos que afloraban sobre materiales de los Complejos Alpujárride y Maláguide: la Formación Los Alamillos constituida por brechas y margas, de edad Burdigaliense inferior, Unidad Alóctona compuesta por materiales del Mesozoico y Terciario alóctono, y la Formación La Peza, en la que distinguió tres miembros, el Miembro detrítico rojo, Miembro de margas con yeso y Miembro detrítico gris. A continuación, la Formación Morollón se apoyaría discordantemente sobre materiales del Complejo Alpujárride o del Mioceno medio, estando constituida por calcarenitas y margas gris azuladas con foraminíferos plantónicos que indicarían una edad Tortoniense superior. Por encima describió la Formación Molicias (Tortoniense superior), compuesta por margas azules, areniscas calcáreas y conglomerados en serie regresiva hacia techo.

### 3.1.2 Plioceno inferior-Cuaternario

Los primeros trabajos que se publicaron sobre la geología de la cuenca de Guadix-Baza se remontan al siglo pasado y comienzos de este: Silvertop (1834, 1836), von Drasche (1879) y Siebert (1905). A partir de la segunda mitad del presente siglo los estudios han sido más abundantes, entre los que se encuentran: Fallot *et al.* (1950), Jodot (1953), Sole (1959), Aguirre (1961), Fallot *et al.* (1967), Vera (1968, 1969) entre otros. Durante las décadas de los años 70, 80 y 90 los trabajos han sido muy numerosos y en la Fig. 3.2 se recogen las unidades definidas por diversos autores.

El primer trabajo en el que se expone una visión global de la estratigrafía de la cuenca es el de Vera (1970a). En él diferencia cuatro formaciones (Fig.

3.2) de acuerdo con sus características litoestratigráficas.

La relación entre las 4 formaciones se efectúa mediante cambio lateral de facies. A estas formaciones les asigna edad Plioceno, en base a la datación de gasterópodos de los niveles inferiores realizada por Jodot (1953), y Villafranquiense (Fallot *et al.*, 1950 y Aguirre, 1961) para los niveles más altos.

En un segundo trabajo, Vera (1970b) desarrolla el estudio de estas 4 formaciones elaborando un mapa geológico de la Depresión. Describe además, dos unidades cartográficas, a las que llama Cuaternario antiguo, en la que incluye los materiales depositados antes de individualizarse la red fluvial actual, y Cuaternario reciente, constituida por glaciares, depósitos aluviales, pie de monte, derrubios y travertinos depositados en relación con la red fluvial actual.

Peña (1975) realiza un estudio de la estratigrafía del sector occidental de la Depresión de Guadix-Baza en el que establece distintos miembros dentro de las Formaciones Guadix y Gorafe-Huélago, describiendo una nueva, la Formación Solana de Zamborino. La edad que atribuye a los materiales continentales de la cuenca es Plioceno-Pleistoceno, concluyendo que existió un basculamiento y erosión post-messiense y que la Depresión se individualizó como cuenca intramontañosa en el Plioceno inferior o tal vez en la parte oeste, durante el Mioceno superior. Posteriormente, Peña (1979) eleva las formaciones a la categoría de Grupo y define numerosas formaciones nuevas que describe, después de una revisión, en un trabajo posterior (Peña, 1985) (Fig. 3.2).

Peña (1979) indica que las margas de la base del Grupo Baza (Vera, 1970a) eran marinas, ambiente que perduró hasta el Plioceno medio, mientras que el resto de los materiales de este Grupo eran de ambiente lacustre y se depositaron entre el Plioceno superior y el Pleistoceno medio aunque no descartó alguna ingesión marina. Como conclusión, sugiere que en el sector occidental se instaló un régimen lacustre a partir del Mioceno superior, mientras que en el sector oriental fue a partir del Plioceno medio.

Vera *et al.* (1984) distinguen tres Miembros dentro de la Formación Baza (Fig. 3.2) después de estudiar los materiales que afloran entre Orce y Venta Micena.

Alonso Diago (1986) define cuatro grupos de depósitos con una implicación cronológica, además de litoestratigráfica, en la zona occidental: Unidad

inferior, Unidad Superior, Sistema de glaciares encostados y Depósitos de vertientes.

Soria, F.J. *et al.* (1987) subdividen formalmente la Formación Baza y la Formación Guadix en miembros y dentro de éstos, delimita tramos y subtramos con carácter informal en la zona de Orce (Fig. 3.2).

Alberdi *et al.* (1988a) y Alberdi *et al.* (1989b) observan que en la zona oeste de la Depresión de Guadix-Baza existen depósitos lacustres con abundantes sedimentos detríticos que difieren de los encontrados en la zona este, que consideran depositados en un *lago-mare* como consecuencia de una transgresión de edad Pliocena que alcanzó las zonas este y central y no la zona oeste. Estas condiciones de *lago-mare*, habrían permanecido hasta el Villafranquiense medio-superior afirmación realizada basándose en la fauna presente en Cortes de Baza I compuesta, entre otros, por *Cerastoderma* y *Planorbarius* cuyos valores isotópicos se interpretan como debidos a la mezcla de aguas dulces y salobres.

Plantean, además, dos hipótesis de evolución del área de Guadix-Baza elaboradas a partir del análisis estratigráfico y de los datos isotópicos de los depósitos continentales del área Huélago-Guadix-Baza-Huésca:

1ª) "La zona central y oriental estuvieron afectadas por la transgresión pliocena 2,5-2,4 Ma (Alberdi y Bonnadona, 1987 in Alberdi *et al.*, 1988a) durante la cual se levantan y basculan, causando el cambio de drenaje del Mediterráneo hacia el Atlántico".

2ª) "La tectónica pliocena separó las zonas central y oriental, quedando la primera de ellas más deprimida y como cuenca endorreica y la oriental más levantada y aislada del mar definitivamente. Esta última zona fue poco a poco invadida por aguas procedentes de la zona este, ricas en sulfatos, lo que produjo la deposición de depósitos evaporíticos que no estuvieron relacionados con ingresiones marinas (Fontes *et al.*, 1985)."

Fernández y Soria (1988) consideran que la retirada del mar ocurrió en el límite Tortoniense-Messiense.

Bonnadona y Leone (1989) analizan los isótopos estables de muestras de la Depresión de Guadix-Baza, indicando que se pueden separar las dos zonas de la Depresión y que en la zona oeste existió un ambiente continental uniforme mientras que en la zona este variaban. Además, según su opinión podrían indicar una posible invasión marina en el

Plioceno. Sugieren también que en la zona central meridional pudo haber una ingesión marina en el Plioceno, de acuerdo con Alberdi *et al.* (1988a) y que la zona de Cortes de Baza habría estado deprimida y recibiendo aguas procedentes de la disolución de sales.

Según Soria (1989) el relleno de la cuenca de Baza se estructura en cuatro Unidades estratigráficas (Fig. 3.2): Ud. basal conglomerática (Mioceno superior), Ud. margoso-caliza (Plioceno), Ud. mixta detrítico-margosa (Pleistoceno inferior-medio) y Ud. expansiva terminal conglomerático-arenosa (Pleistoceno medio-superior) que no supera los cuatro metros de espesor. Asimismo separa los materiales que constituyen el glacis. Estas cuatro Unidades definidas para el borde de la cuenca, se homogeneizan hacia el centro de la misma donde solo se diferencia la Ud. terminal (Soria, 1989); el resto se engloba en un conjunto margoso-dolomítico rico en evaporitas. Según Soria, (1993) durante el depósito de la Unidad terminal (Pleistoceno medio-superior) hubo un régimen activo del borde sur de la cuenca, consecuencia de un período erosivo-deposicional-

edáfico de rango cuencial con carácter expansivo de Sur a Norte.

Alonso Diago (1990) estudia la estratigrafía, sedimentología y su evolución paleogeográfica, así como la tafonomía de tres yacimientos de vertebrados del área de Cúllar-Baza y del sector occidental de la cuenca de Guadix-Baza

Guerra (1990) considera que la Formación Baza se origina en un medio lacustre de alta salinidad y fuerte evaporación, que permitió la vida de fauna salobre anómala, sin que sea necesario suponer un ambiente marino pues las aguas de drenaje de los relieves circundantes son ricas en sulfatos y posibilitaría la vida de fauna salobre y la formación de evaporitas de lo que hay ejemplos semejantes en el Sahara (Gasse *et al.*, 1987) y rebatía la tesis de Goy *et al.* (1989).

Gibert *et al.* (1992a) realizan una síntesis cronoestratigráfica del Pleistoceno inferior de la región de Orce (Fig. 3.2).

Vera (1970a, 1970b)	Peña (1985)	Vera et al. (1984) zona de Orce	Soria et al. (1987) zona de Orce	Soria (1989) zona de Orce	Gibert et al. (1992c)	
Cuatrenario antiguo	Glacis	Nivel de colmatación		Ud expansiva terminal conglomerática-arenosa Pleistoceno medio-superior		
Formación Gorafe-Huelago	Grupo Guadix (Brechas del Jabalcón, Conglomerados de Pozo Alcón, Conglomerados de Venta Micena, Arcillas del Negratín, Conglomerados y arenas de Alcadía, Arenas de Alamos Negros, Conglomerados de La Peza)	Miembro calizo superior (Pleistoceno inferior-Pleistoceno más moderno?)	Miembro superior Bihariense	Ud. Mixta detrítico-margosa Pleistoceno inferior-medio	Secuencia carbonatada (1º subtramo, estrato negro y 2º subtramo)	
Formación Guadix Plioceno-Villafranquiense					Secuencia detrítica (tramo rojo y tramo verde)	
Formación Serón-Caniles Mioceno sup.-Villafranquiense		Grupo Baza (Calizas de Cuevas del Campo, Arenas de Caniles, Evaporitas de Benamaurel)	Miembro detrítico rojo Pleistoceno inferior			
Formación Baza Mioceno sup.-Villafranquiense		Grupo Gorafe-Huelago (Margas de Bacaire, Calizas de Fonelas, Calizas Belerda)	Miembro calizo Plioceno superior	Miembro medio Rusciniense-Villanyiense	Ud. Margoso-caliza Plioceno	
			Miembro inferior Turoliense superior?	Ud. Basal Mioceno superior		

Figura 3.2. Unidades estratigráficas definidas por diversos autores en la cuenca de Guadix-Baza.

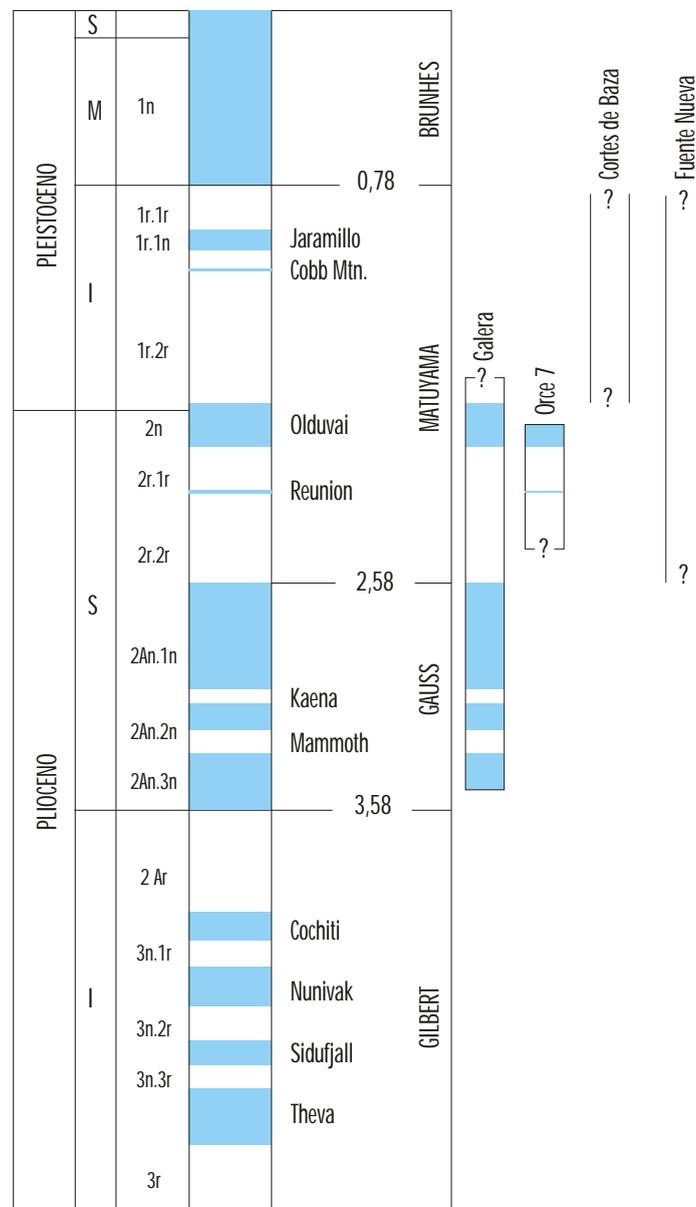


Figura 3.3. Resultados de las investigaciones paleomagnéticas en la cuenca de Guadix-Baza (Parés y Dinarès-Turell, 1997).

Gibert *et al.* (1992c) distinguen en la región de Orce dos secuencias (Fig. 3.2) detríticas y carbonatadas.

Oms *et al.* (1994) observan que a lo largo de toda la sección de Cortes de Baza existe un magnetismo remanente negativo por lo que la atribuyen, toman-

do en cuenta también los datos paleontológicos, a la magnetozona de Matuyama (Fig. 3.3), con una edad comprendida entre el Villanyiense terminal y el Bihariense terminal. En la base de la sección se encuentra el yacimiento paleontológico de Cortes de Baza-1 (CB-1) que Agustí (1986) sitúa en la biozona de *Miomys ostramosensis* de Agustí (1986) o

MmQ-1 de Agustí *et al.* (1987c) de edad base del Pleistoceno inferior-Plioceno terminal. Hacia el metro 88 de la sección se encuentra el yacimiento denominado CB-88, que lo situaron en la biozona de *Miomys savini* Hinton de Agustí (1986) o MmQ-3 de Agustí *et al.* (1987c) del Bihariense terminal. Se intentó datar el techo de la sección mediante el método de U/Th, considerando que la edad del techo era superior a 300 ka.

Oms *et al.* (1996) estudian el paleomagnetismo de la sección de Fuente Nueva de 35 metros de espesor donde los resultados mostraron una polaridad negativa (Fig. 3.3), aunque no descartan no haber captado algún cambio de polaridad debido al muestreo poco denso que realizaron. Basándose en estos datos así como en la fauna encontrada, la base de la sección contiene fauna de la biozona MN17a del Plioceno superior que tiene su límite dentro del cron 2r, sugieren que esta sección correspondía a la magnetozona de Matuyama y concluyen que la sección de Fuentenueva se depositó en un intervalo de tiempo comprendido entre 0.78 Ma y 2.58 Ma.

En el estudio paleomagnético de Garcés *et al.* (1996) se interpreta que la sección de Galera está comprendida entre la base de Gauss y el cron Olduvai (Fig. 3.3), representando un lapso de tiempo entre 3,4 y 1,5 Ma, aunque con un hiato importante en el Villanyiense (en el techo de la magnetozona de Gauss) que abarcaría 300 ka.

Agustí *et al.* (1997) publican el paleomagnetismo de la sección de Orce (Fig. 3.3), en la que describen un episodio con magnetismo remanente negativo, a continuación un episodio positivo, otro inverso para acabar con magnetismo normal. Atribuyen este último episodio al cron Olduvai, mientras que el resto de la sección correspondería a la magnetozona normal de Matuyama. Utilizan también los datos de la sección de Galera de Garcés *et al.* (1996), aunque realizan algún cambio, ya que atribuyen la fauna de Galera-G y Galera-2 a la biozona de Mein MN17.

Por último Parés y Dinarés-Turell (1997) recopilan en un trabajo crítico de síntesis todas las investigaciones paleomagnéticas llevadas a cabo en la cuenca de Guadix-Baza (Fig 3.3).

## 4. Marco estructural y neotectónico

## 4. Marco estructural y neotectónico

En este apartado se van a contemplar de una manera general los rasgos generales de la evolución geotectónica de la Cuenca de Guadix Baza (CGB) aunque su "prehistoria" pre pliocena o incluso pre pleistocena parezca un tanto alejada de los objetivos finales de estos trabajos. Pese a ello, hay que tomar en consideración que el marco estructural de la CGB fue el condicionante último de su distribución espacial y, más importante, de su evolución Pleistocena final al quedar controlados estructuralmente las zonas a lo largo de las cuales la incisión fluvial remontante capturó de cuenca intramontañosa, que en definitiva es lo que era la CGB, convirtiéndola en una cuenca abierta cuyo nivel de base absoluto fue el río Guadalquivir y, en términos geográficos finales, el Océano Atlántico.

La Cordillera Bética se sitúa al sur de la Meseta Ibérica, vestigio más meridional del orógeno paleozoico construido cuando colisionaron los supercontinentes de Gondwana y Laurentia (Quesada, 1992) y que se conoce como la Cadena Hercínica Europea.

Las Cordilleras Béticas, y el Rif africano, son el sector más occidental del orógeno alpino y constituyen las Cadenas Alpino-Mediterráneas, generadas durante la compresión entre la Península Ibérica y África (Maldonado y Nelson, 1988) que pudo desarrollarse en dos fases temporales bien marcadas: Cretácico superior-Eoceno y Mioceno medio.

De cualquier forma, puede afirmarse que los restos altamente desmantelados del Orógeno Hercínico constituyeron, durante la Orogenia Alpina, el antepaís no deformado y estable, mientras que, en el caso que nos ocupa, las Cordilleras Béticas eran el orógeno fuertemente deformado con una estructura generalizada en mantos de corrimiento.

Durante el Neógeno, especialmente durante el Mioceno medio-superior (Bocchetti *et al.*, 1987) se produce el paroxismo de deformación de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y aparecen una serie de cuencas en el Borde de la Meseta (cuenca del Guadalquivir, entre las Zonas Interna y Externa de las Cordilleras Béticas (Granada, Guadix-Baza y Ronda) y asociadas a las Zonas Internas (Almería, Sorbas-Vera, etc.).

El margen pasivo suribérico, ahora recubierto por las unidades alóctonas de las Zonas Externas y las de la cuenca del Guadalquivir se comportó como un margen pasivo (Vera, 1981) ligado a la apertura del Atlántico, que evolucionó a margen convergente durante el Paleógeno (García-Hernández *et al.*, 1986) para, finalmente, deformarse y constituir

una cuenca de antepaís durante el Neógeno (Portero y Álvaro, 1984).

De acuerdo con Roldán (1995) en el área de trabajo coinciden cinco zonas estructurales de rango mayor: Zonas Internas, Zonas Externas, *Meseta Ibérica*, *Cuenca de Antepaís (Guadalquivir)*, Cuencas Intramontañas. En itálicas se han marcado dos zonas estructurales que, por su lejanía, no van a ser especialmente consideradas mientras que, por razones obvias, se ha indicado en negrita las cuencas intramontañas de las que la CGB es uno de sus representantes más cualificados.

Las Zonas Internas configuran el borde sur de la cuenca (fig. 4.1) y se presentan en forma de mantos de corrimiento superpuestos distinguiéndose materiales de los complejos Maláguide, Alpujárride y Nevado-Filábride. En los complejos Maláguide y Alpujárride aparecen materiales que van del Paleozoico al Terciario y litologías que van desde materiales metamórficos (filitas y cuarcitas) a sedimentarios (calizas, areniscas, yesos, etc.). El Complejo Nevado-Filábride está formado por rocas que han sufrido mayor metamorfismo: micaesquistos y mármoles.

Según Roldán (1995) la dirección de transporte tectónico, de tipo tangencial, parece haber estado condicionada por accidentes de salto en dirección N 120°-150° E. Roldán (1995) individualiza en esta unidad el corredor del río Almanzora que tiene una orientación E-O desde su cabecera. Este corredor alberga los sedimentos neógenos marinos más tardíos de toda la zona.

Los materiales de las Zonas Externas, entendiendo como tales a las unidades que depositan durante la etapa de rifting del margen ibérico y su ulterior etapa de margen convergente, posiblemente hasta el Mioceno inferior, se circunscriben a dos dominios paleogeográficos bien diferenciados: Prebético y Subbético.

El Prebético constituye el borde norte de la zona de estudio y está compuesto por una amplia banda septentrional de materiales autóctonos, Meseta Ibérica y cuenca del Guadalquivir, que no están implicados en la delimitación de la CGB, y una banda sur de materiales alóctonos que hacia el O forman complejos apilamientos de mantos mientras que hacia el E se presentan como antiformal y sinformas. La edad de los materiales implicados va desde el Triásico al Tortoniense superior. Estos materiales tectónicamente se organizan en un conjunto de escamas que son secuencias de cabalgamiento que en superficie se revelan como estructuras anticlino-

riales mientras que en el subsuelo la geofísica revela estructuras tipo *duplex* y superficies de cabalgamiento (rampas laterales), cuyas trazas en superficie se revelan como desgarres dextrorsos como el que se corresponde con el corredor tectónico del Guadiana menor, que será fundamental en la historia de la CGB al servir de nexa entre la principal cuenca de antepaís (cuenca del Guadalquivir) y las cuencas satélite béticas entre las que destaca la CGB.

El Subbético queda claramente definido como un conjunto de materiales de edad triásica y jurásica, con una estructura tectónica caótica que da alineaciones montañosas inconexas individualizadas por sedimentos neógenos. Como es el caso del Jabalcón, pico montañoso rodeado de los materiales continentales del Cuaternario de la CGB y que independiza por el Oeste la zona de estudio. Según Roldán (1995) el estilo estructural del Subbético sería compatible con el modelo de acreción frontal y fragmentación de cuñas orogénicas propuesto por Platt (1986).

La Cuenca de Antepaís (Cuenca del Guadalquivir) que queda muy marginal a la CGB tuvo un borde activo, el meridional, que estuvo sometido a sucesivos esfuerzos compresivos por el apilamiento progresivo de unidades procedentes del Orógeno Bético, aunque en las zonas más retrasadas del mismo ya se puedan empezar a generar cuencas en régimen extensional. En esta cuenca Roldán (1995) describe una unidad Tectónico-Gravitacional, muy compleja estructuralmente, con láminas cabalgantes y deslizamientos, una unidad Serravallense superior-Tortonense inferior depositada en una plata-

forma de fondo móvil y una unidad Tortonense superior gobernada por un levantamiento de la Zona Externa que propició la entrada del mar mioceno sobre la Meseta Ibérica. En el Corredor del Almanzora, Guerra (1982) indica cierta continentalización sectorial, mientras que en otros puntos del mismo se detecta un aumento de batimetría. De acuerdo con Roldán (1995) no hay evidencias de conexión entre los ambientes marinos miocenos de la Cuenca del Guadalquivir y los de otras cuencas satélites, aunque sí hay comunicación entre el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo a través del Estrecho Nordbético que se sitúa al N de la Sierra de Cazorla.

La retirada definitiva del mar a finales del Tortonense, generada por el levantamiento general del Orógeno Bético, propició la aparición de cuencas intramontañas con sedimentación de carácter predominantemente continental como son las de Granada, CGB y sector occidental del Corredor de la Alpujarra. En estas cuencas se distinguen dos unidades una, inferior, de edad Turoliense-Plioceno inferior y otra de edad Plioceno superior-Pleistoceno, aunque en la primera hay indicios de cierta influencia marina ligada a cambios (eustáticos?) del nivel del mar.

Los aspectos relacionados con la neotectónica se pueden circunscribir a cinco fenómenos principales:

- Plegamientos ligados a fenómenos locales de tectónica compresiva.
- Fallas.
- Basculamientos

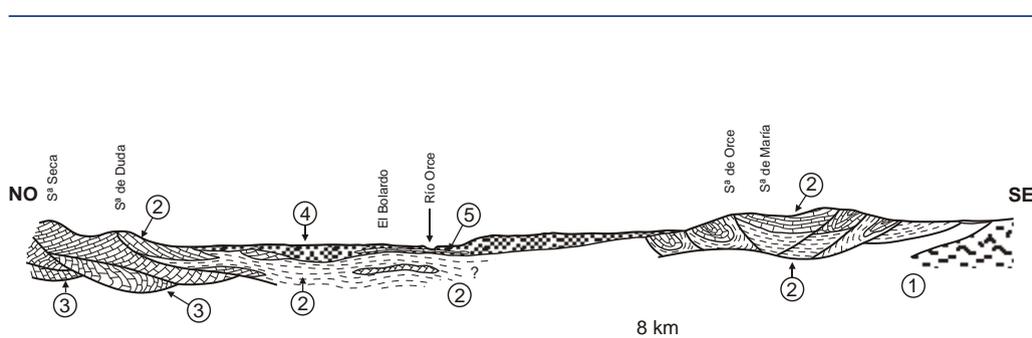


Figura 4.1. Corte estructural en dirección NO-SE de la Cuenca de Guadix-Baza (modificado de Roldán, 1995). 1) Complejo Nevado-Filábride, 2) Subbético, 3) Prebético, 4) Plio-Pleistoceno, 5) Plioceno calcáreo.

- Control estructural de los cursos fluviales
- Paleosismicidad

## Plegamientos ligados a fenómenos locales de tectónica compresiva

La única zona en la que se aprecian los resultados de procesos de deformación por tectónica compresiva se circunscribe a lo que se ha denominado intumescencia de El Botardo. En este punto los materiales del Complejo Subbético están formados en buena parte por sedimentos evaporíticos del Triásico en facies Keuper que, a finales del Plioceno superior, iniciaron un proceso de fluencia que se tradujo en la génesis de un diapiro alargado, escasamente observable, que plegó los materiales lacustres de edad pliocena (calizas micríticas muy duras con alternancias de margas y margocalizas y lechos de lignito) según varios anticlinales y sinclinales, pliegues suaves, redondeados y paralelos que son claramente visibles en el valle del río Orce a ambos lados de la carretera que une las poblaciones de Galera y Orce. Estos pliegues tienen sus ejes orientados en dirección S-N a lo largo del río Orce, mientras que en la carretera nueva de Galera, que sustituye el tramo antiguo que discurría por la localidad, su eje se orienta E-O, por efecto de una falla que, indudablemente condiciona el cauce del río Orce. Este plegamiento hace que en la zona de Orce el "Pleistoceno" se sitúe según una discordancia angular y erosiva sobre el "Plioceno" sobre una superficie karstificada o silicificada. Esta zona plegada desaparece hacia la localidad de Orce donde el "Plioceno calcáreo plegado" no aflora, al amortiguarse la influencia del diapiro de El Botardo.

## Fallas

A lo largo de los terraplenes de las carreteras, casi los únicos puntos en los que es posible realizar buenas observaciones de las series pleistocenas, no es raro observar abundantes fallas normales de pequeño salto que, en la mayoría de los casos, simplemente corresponden a fenómenos gravitacionales que afectan a las laderas de la CGB y que son claramente identificables. Por lo tanto se van a describir únicamente aquellas fallas que son indudablemente antiguas, bien es verdad que su edad sería del Pleistoceno.

- A lo largo de la trinchera del Canal de San Clemente aparecen varias fallas normales E-O, obviamente de carácter distensivo, que ponen en contacto mecánico los sedimentos de abanico aluvial pleistocenos, al norte, y las calizas micríticas del "Plioceno", mientras que al sur ponen en contacto las mismas calizas y las arenas y lutitas arenosas de *mud flat* playa de los abanicos aluviales del Pleistoceno (foto 4).
- Entre Huescar y Galera se ha localizado la falla que se ha denominado Cañada de Murcia-Cerro del Quemado. Se trata de una falla normal E-O que en la zona de Cañada de Murcia hunde el lado sur basculándolo, mientras que en la zona de Cerro del Quemado verticaliza los materiales del bloque hundido (el más meridional).
- En la base de la sección estratigráfica tipo de la CGB, en la carretera que va desde la localidad de Cortes de Baza a la de Laneros hay una falla inversa E-O que pone en contacto materiales del Plioceno, al S, con materiales del Pleistoceno, al N (foto 5).

## Basculamientos

En la CGB no siempre resulta fácil distinguir si unas capas buzantes lo hacen por efecto de basculamiento de tipo neotectónico o por efecto de fenómenos gravitacionales de ladera. De hecho se ha tomado como criterio distintivo su escala y, sobre todo, su continuidad. En los bloques afectados por las fallas antes descritas se observan basculamientos, pero éstos se amortiguan en un corto espacio. Por lo tanto, cabe suponer que los grandes basculamientos visibles en la zona, que afectan extensiones multikilométricas de afloramiento, obedecen a accidentes tectónicos profundos que afectan en "basamento mesozoico".

La zona basculada más oriental es la mesa de Galera-Margen de Arriba, que en la vecindad de la primera de estas localidades bascula pronunciadamente (ca. 25°) hacia el N, es decir: hacia el cauce del río Galera.

La mesa que se extiende hacia el norte desde el Cortijo del Cura también está basculada hacia el Norte, aunque muy suavemente (3° de acuerdo a la cartografía), lo que ha permitido que se preserve el registro estratigráfico más moderno de toda la CGB.

La zona comprendida entre Cúllar-Baza y Baza, que corta la N-342, ahora autovía A-92, está marcadamente basculada hacia el O, de forma que cuando se recorre la carretera en sentido Baza a Cúllar-Baza hasta la Venta del Peral, que supone ascender un desnivel topográfico de más de 100 m, implica una subida en la serie de menos de 40 m.

En la margen izquierda del río Castril entre Cortes de Baza y Benamaurel hay importantes basculamientos de la serie Pleistocena que se amortiguan rápidamente.

## Control estructural de los cursos fluviales

La mayor parte de los cursos fluviales que recorren la CGB siguen directrices estructurales. Por su importancia habría que citar, aunque son marginales a la misma los cursos altos del Guadiana Menor en el borde norte de la cuenca y del Almanzora al sur, que según Roldán (1995) se acomodan a fallas de desgarre que tectonizan fuertemente los materiales mesozoicos y paleozoicos-mesozoico. El Guadiana Menor sigue una orientación NO-SE al atravesar el Prebético, N-S en su primer parte dentro de la CGB para tomar, en su cauce alto, una orientación O-E al llegar al pico del Jabalcón, eminencia aislada que divide la CGB en parte oriental, objeto de este estudio, y occidental. El cauce del río Almanzora sigue una directriz E-O entre la Sierra de las Estancias al N y la Sierra de los Filabres al S.

Algo similar puede decirse de los ríos Huéscar (N-S) y Orce (E-O) en los límites orientales de la CGB. En ambos casos hay importantes aportes de aguas de alta salinidad directamente al talweg de los cursos de agua. En Huéscar están la laguna y los baños de Fuencaliente, mientras que en Orce se ha construido la piscina municipal sobre dicha surgencia. La falla que controla el río Orce tiene su labio sur, más levantado, lo que permite aflorar una mayor potencia visible del "Plioceno" calcáreo en esa zona. Estas surgencias han ido vertiendo aguas salobres a la cuenca desde los inicios del Pleistoceno, de aquí la aparición de depresiones endorreicas cerradas al sur de la Sierra de Jurena (Casas de Don Juan) y la traza de sulfatos que Vera (1970b) incluye en la cartografía de la zona de Orce. El río Guardal nace entre las Sierras Seca y de la Sagra y sigue una trayectoria N-S. Río Castril nace en un valle angosto entre dos sierras: Sierra Seca y Sierra de Castril y sigue una trayectoria N-S, al igual que el río Guadalentín cuyo cauce superior discurre en-

tre las sierras de Castril y del Pozo. Todos estos ríos se nutren de acuíferos kársticos ya que los aportes por escorrentía superficial son muy limitados. El río Fardes, que nace cerca de la población de Guadix, con un recorrido S-N, también recibe aportes subterráneos en la zona conocida como Baños de Alicún, donde se ubica un balneario.

Parece bastante evidente que hay un sistema de accidentes estructurales profundos que condicionan la traza de los ríos. A excepción de los ríos Guadiana Menor, en su parte baja, y Almanzora que parecen acomodarse a grandes accidentes tectónicos que poseen directrices propias, los ríos que discurren por la CGB se acomodan netamente a direcciones N-S y E-O que se relacionan con accidentes del basamento mesozoico. Refuerza esta idea el hecho de que son frecuentes las fuentes salinas de gran caudal que directamente aparecen en los talweg de los ríos Orce, Huéscar, Castril y Fardes y el hecho de que las fallas observadas se orientan en dirección E-O.

## Paleosismicidad

En la CGB se conoce una importante sismicidad histórica documentada. También aparecen abundantes trazas de paleosismicidad, algunas de las cuales han podido ser documentadas durante la realización de este proyecto. Se han podido distinguir tres tipologías distintas de indicadores de paleosismicidad:

- Estratificación convoluta
- Platos y pilares ("dish and pillar")
- *Boudinage*

Estas tres tipologías obedecen a un único fenómeno: una licuefacción rápida del sedimento totalmente impregnado del agua a causa de una sacudida súbita que, en algunos casos se asocia a deslizamientos en el talud continental, pero que en este caso se interpreta como el efecto de un terremoto que afectó a los sedimentos del fondo lacustre. Dado el alcance decididamente de estudio paleoambiental de los proyectos que han financiado este estudio, solamente se le ha prestado una atención marginal. No obstante se van a describir algunos de ellos ya que, en un futuro sería interesante estudiar su cronoestratigrafía.

## Estratificación convoluta

Está ampliamente representada en la zona de Huéscar-Cúllar-Baza-Benamaurel-Cortijo del Cura (fotos

6,7), hasta el punto de que no se ha podido determinar si se trata de un episodio aislado de varios. El ejemplo más espectacular aparece en la carretera que va desde el Cortijo del Cura a Huescar, donde dos episodios de paleosismicidad han quedado registrados en una pasada de calizas arenosas con yeso desplazativo y en unas arenas suprayacentes. El "fold test" de paleomagnetismo realizado en una de las estructuras convolutas, una almohadilla, revela no solamente que la señal paleomagnética se registró después del paleoseísmo que afectó un fango calcáreo sin consolidar, sino que en el mismo ya se había producido el crecimiento de cristales de yeso desplazativo, certificando su carácter singenético.

### Estratificación en platos y pilares (dish and pillar)

Hay un excelente ejemplo de la misma en la carretera que va de Cúllar-Baza a Margen de Arriba (foto 8). En el talud es posible observar, ahora no tan fácilmente, unas estructuras de este tipo, de orden métrico, individual, en las que se pueden apre-

ciar la sucesión de procesos que generan finalmente la estructura: deformación, erosión de la parte apical del apilamiento de "platos", "construcción" de los pilares entre dos pilas sucesivas y reanudación de la sedimentación. Si bien en este punto el paleoseísmo afectó arenas finas y lutitas de playa fangosa, en la Torre del Salar, al norte de Orce, este tipo de deformación afectó a las calizas lacustres de la mesa de Orce, aunque la estructura no se presenta de forma tan espectacular.

### Boudinage

Este tipo de estructuras de deformación, ligadas a li-cuefacción de sedimentos, cuyo origen en la CGB, se asimila a paleoseísmos, es raro y solamente se ha encontrado en las calizas del Plioceno que aparecen plegadas según un anticlinal en el inicio de la carretera nueva de Galera. Allí las estructuras budi-nadas son micritas arcillo-arenosas, y están embebidas en una matriz margosa gris. En origen debió ser una intercalación de barros micríticos lacustres en una serie más arcillosa (fotos 9, 10).



4-Falla debida a tectónica distensiva que verticaliza las calizas del Nivel Calcáreo de Orce en el punto conocido como Loma del Quemado (LQ).



---

5-Falla inversa que limita la base de la sección estratigráfica de Cortes de Baza (CTB).

---



---

6-Estructuras circulares (simitas o paleosurgencias), rellenas de micritas negras arcillosas repletas de gasterópodos de agua dulce. Techo del Nivel Calcáreo de Orce en la Torre del Salar, al norte de Orce.

---



---

7-Sismitas en calizas arenoso-arcillosas de la sección estratigráfica del Cortijo del Cura (ELCU).

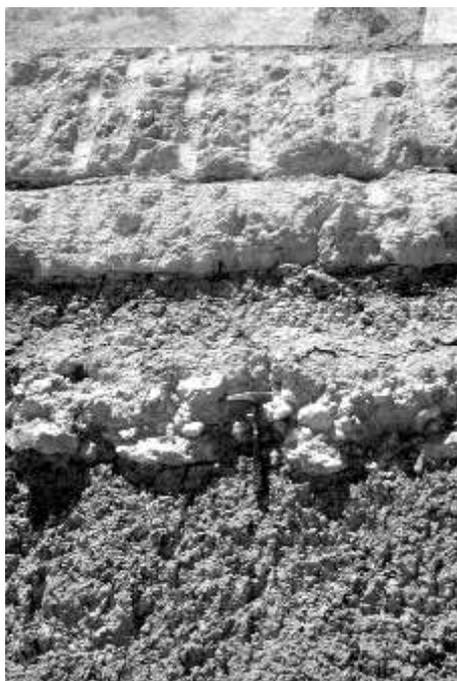
---



---

8-La Sisma de Cortes de Baza (estructura dish and pillar).

---



---

9-Nivel extremadamente convoluto (sismita) en las margas y calizas del Plioceno de la basa de la sección de Carretera Nueva de Galera (CNU).

---



---

10.-Nivel de sismita, Plioceno de la sección estratigráfica de Carretera Nueva de Galera (CNU).

---

## 5. Sedimentología y paleogeografía

## 5. Sedimentología y paleogeografía

Cuando se planteó la realización de los proyectos EQUIP y Paleoclima, se pudo contar con una nueva documentación geológica, las hojas geológicas MAGNA (Baena *et al.*, 1978; Comas *et al.*, 1973; Delgado *et al.*, 1980; Lupiani *et al.* 2002a, 2002b; Roldán *et al.*, 2002a, 2002b, 2002c) que, hasta el momento, sólo estaba disponible sin publicar. Ello animó a la realización de un estudio general del sector oriental de la cuenca de Guadix-Baza con un enfoque más global, obviando la enumeración de las formaciones, grupos, etc, que, una vez dilucidada la evolución paleogeográfica de la cuenca, se revelaron como unidades interrelacionadas, enfocando el trabajo hacia la obtención, datación y estudio de una sección estratigráfica tipo.

## 5.1 Introducción

La cuenca de Guadix-Baza es una cuenca de ante-país que se creó durante la Orogenia Alpina, deformación que se inició en el Tortoniense superior, terminando durante el Plioceno inferior (Vera 1970b, Soria 1996). Esta deformación fue la consecuencia final de la convergencia entre la placa Ibérica y la placa Africana y tuvo como consecuencia el cierre final del Mar de Thetis.

La presencia en la cuenca de lutitas y evaporitas triásicas (en facies Keuper) formando parte de las unidades cabalgantes, fue responsable de deformaciones compresivas locales durante el Plioceno e incluso el Pleistoceno. El relajamiento posterior de estos esfuerzos también fue responsable de algunos accidentes distensivos menores.

Aunque el relleno continental de la cuenca estudiada esta representado por depósitos que han sido datados Plioceno-Pleistoceno superior, la realidad es que, de acuerdo con los trabajos mencionados, ya desde el Tortoniense superior la sedimentación era continental, al menos en parte, y se habían desarrollado, al menos, dos depocentros bien definidos separados por el umbral del Jabalcón (Fig. 2.1): dominio occidental o de Guadix (GBW) y dominio oriental o de Baza (GBE).

La evolución sedimentaria de la cuenca estuvo influenciada por su forma y por las características de las áreas fuente de los abanicos aluviales que configuraron un sistema deposicional centrípeto (Fig. 5.1) desde los bordes hacia zonas centrales donde se instaló un sistema lacustre. Se distinguen diferentes sistemas de abanicos aluviales. El Abanico Aluvial de Laneros (LAF) es un abanico aluvial de alta eficien-

cia, en el sentido propuesto por Collinson (1996). LAF da paso a un sistema lacustre con una distribución radial de facies (Fig. 5.2), con alguna excepción (Fig. 5.3a), aunque hacia el techo de LAF se identifica una clara expansión lacustre. Otros abanicos aluviales identificados son los de Huéscar (HAF), Orce (OAF) y Cúllar (CAF) (Fig. 5.1). En estos casos el tránsito abanico aluvial-sistema lacustre se dispone de forma radial aunque no bien independizado (Fig. 5.2, 5.3b). Los depósitos de la zona oriental del área de estudio (GBE) difieren marcadamente los que se encuentran en la zona occidental (GBW). En el sector oeste, los ratios de subsidencia fueron mucho mayores, mientras que el espesor de los sedimentos por encima del "sustrato mesozoico" en la parte oriental es mucho menor (IGME, 1988).

Durante la parte superior del Pleistoceno medio, la cuenca experimentó un episodio erosivo general, que posteriormente será matizado, reflejado en una progradación generalizada de los numerosos sistemas de abanicos aluviales hacia las partes centrales de la cuenca y se perderá una parte, aparentemente pequeña del registro estratigráfico lacustre de la cuenca.

Fallas que afectaron al basamento Mesozoico subyacente produjeron basculamientos locales que permitieron la preservación local de registros más modernos ya de la parte superior del Pleistoceno medio. Los registros más modernos son muy fragmentarios: terrazas detríticas, travertinos y rellenos de humedales que no han sido estudiados con detalle y quedan fuera del alcance de este trabajo.

Las fallas del basamento mesozoico controlaron la dirección de los cursos de agua, de los valles que a ellos se relacionan, en muchos casos, la aparición de importantes exutorios de aguas subterráneas: Baños de Huéscar, Orce y Alicún entre otros.

El relleno sedimentario de la GBE comprende gravas/conglomerados, arenas/areniscas, lutitas, calizas/dolomías y yesos. Esta relación de materiales, y sus características que serán posteriormente descritas, están en íntima relación con las litologías de las áreas fuentes de los abanicos aluviales y la influencia de aguas subterráneas, en ocasiones a través de fuentes todavía visibles.

La cuenca recibió aportes desde tres direcciones claramente diferenciadas, y las áreas fuente de sedimento y cuencas de recepción hidrográfica situadas en ellas estaban constituidas por rocas de diferentes tipos.

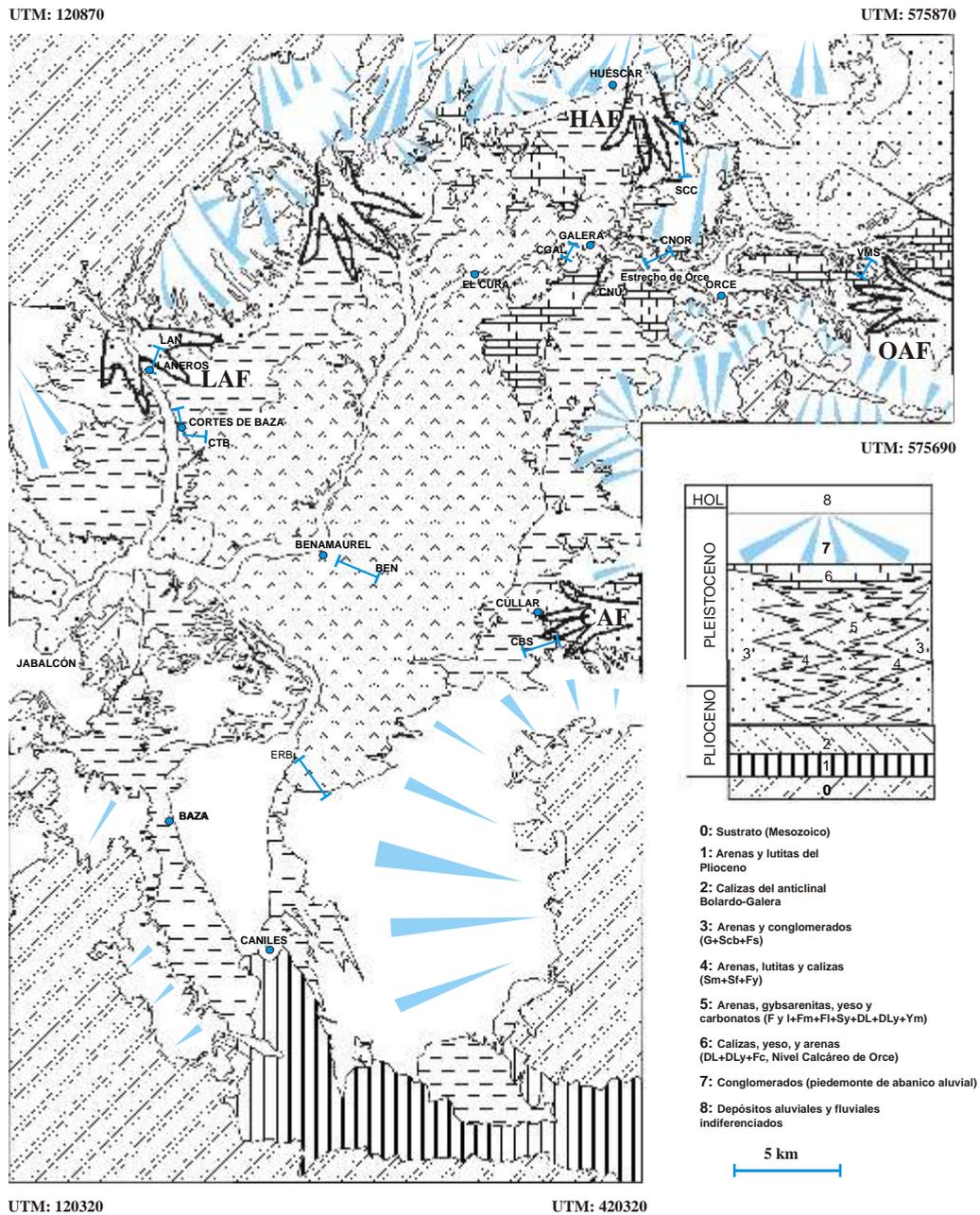


Figura 5.1. Mapa geológico simplificado del sector este (Baza) de la cuenca de Guadix-Baza (GBE). LAF= Abanico aluvial de Laneros, OAF= Abanico aluvial de Orce, HAF= Abanico aluvial de Huéscar, CAF= Abanico aluvial de Cúllar. CTB: Cortes de Baza; CNOR: Norte de Orce; CGAL: Cementerio de Galera; LAN: Laneros; BEN: Benamaurel; SCC: Canal de San Clemente; VMS: Venta Micena; ERB: Este de río Baza; CBS: Cúllar-Baza, CNU: Carretera Nueva.

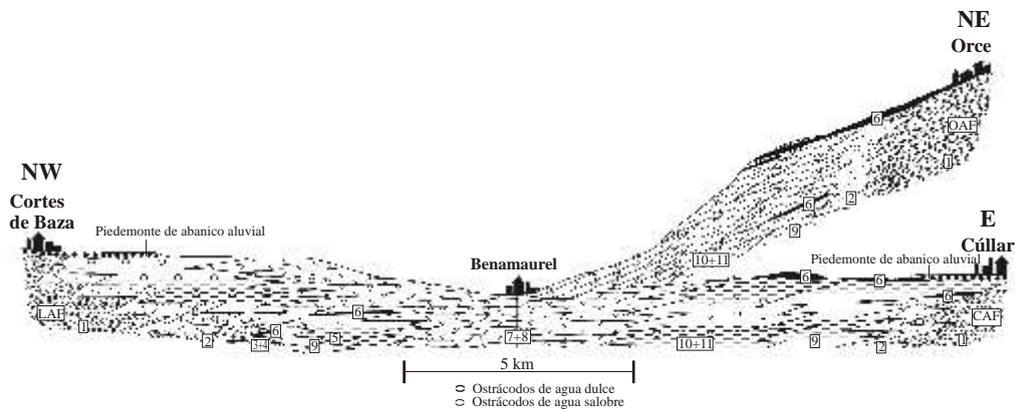


Figura 5.2. Panel de correlación de facies en GBE. 1: gravas/conglomerados (G); 2: arenas/areniscas y gravas/conglomerados canalizados (Scb); 3: arenas/areniscas masivas (Sm); 4: arenas/areniscas fosilíferas (Sf); 5: lutitas masivas (Fm), lutitas laminadas (Fl); 6: lutitas carbonatadas-margas (Fc), calizas dolomíticas y calizas (DL), calizas dolomíticas y calizas con yeso (DLy); 7: lutitas laminadas y yeso (Fyl); 8: yeso masivo (Ym); 9: lutitas arenosas/con grava (Fs); 10: lutitas con yeso intrasedimentario (Fy); 11: arenas/areniscas yesíferas (Sy).

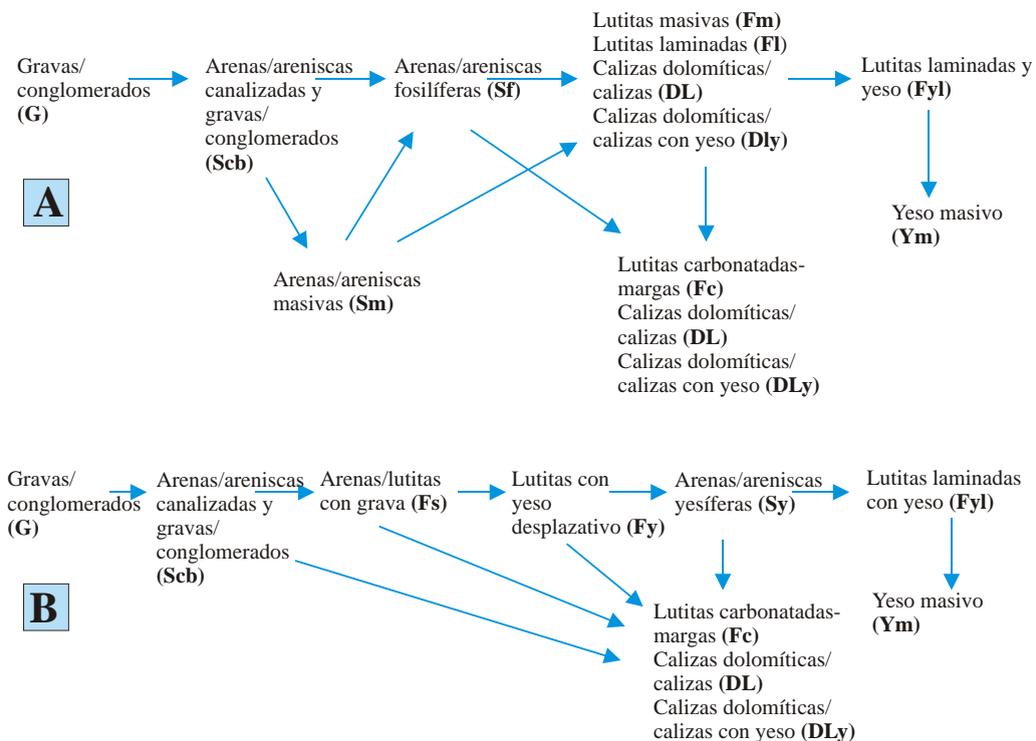


Figura 5.3. Distribución de facies en el Abanico Aluvial de Laneros (A) y distribución de facies en los Abanicos Aluviales de Orce, Huéscar y Cúllar (B).

El borde norte posee una notable homogeneidad litológica: calizas y margas del Mesozoico de las Zonas Externas Prebético y en menor proporción del Subbético.

El borde sur, estuvo constituido por rocas de las Zonas Internas, entre las que aparecen micaesquistos, mármoles etc. Pero la mayor heteroliticidad de área fuente aparece en el borde oriental en el que afloran no solamente materiales del Subbético (dolomías) sino depósitos cenozoicos marinos, que serán fuente de materiales siliciclásticos tamaño arena y de gravas con buen redondeamiento y esfericidad heredados.

Las rocas salinas del Triásico afloran muy poco, de hecho aparecen configurando el umbral de Gorafe. Parece probado que las evaporitas antiguas del Triásico, no alcanzaron la cuenca como extraclastos sino como material disuelto y, en la mayor parte de los casos, a partir de un exutorio kárstico. Cabe citar que la "traza" de aporte de evaporitas desde exutorios kársticos cercanos a Huéscar, algunos todavía activos, aparece claramente delimitada en la cartografía de Vera (1970b) siendo su expresión más espectacular los yesos de la serie de la Torre del Salar que será descritos posteriormente.

## 5.2 Facies

A continuación se va a realizar la descripción de las facies presentes en las zonas estudiadas (tabla 5.1). Dado el tamaño de la zona, se ha preferido su agrupación, en especial en el caso de las rocas carbonatadas, que aparecen en constante cambio de facies. Para la descripción de los colores se ha elegido la de Goddard *et al.* (1984).

### Gravas/conglomerados (G)

Suelen estar compuestas por fragmentos de rocas carbonatadas del Mesozoico. En el borde sur de la cuenca abundan más los clastos de naturaleza metamórficas (esquistos, cuarzo). Su clasificación oscila entre mala y buena, en ocasiones íntimamente relacionada con su proximidad o lejanía al área fuente. En la zona del Estrecho de Orce, Venta Mincena, abundan los clastos con buen redondeamiento y alta esfericidad, que podrían constituir material heredado de los depósitos marinos del Mioceno superior, compuestos por conglomerados con clastos del Maláguide (calizas) y del Alpujárride (cuarzo, pizarras, filitas) o incluso de los conglomerados conti-

nentes inmaduros atribuidos, con reserva, al Plioceno (Baena *et al.*, 1978) sobre la base de que reposan discordantes sobre materiales del Mioceno inferior-medio del complejo Subbético del ángulo oriental de la GBE. Esta facies, en mayor parte de los afloramientos presenta bases planas no erosivas, aunque algunos cuerpos presentan bases fuertemente erosivas encajándose en los primeros. En el Estrecho de Orce las bases erosivas son frecuentes. Su grado de cementación, siempre carbonatada, en ocasiones carbonatada-yesífera es variable, aunque también varía con la "frescura" del afloramiento. De hecho en zonas recién excavadas se ve que hay una pérdida de cementación hacia el interior del estrato. Suelen tener matriz, arenosa y/o lutítica. En el último caso ésta les da una coloración rojiza. No es raro observar, a techo de los niveles conglomeráticos aflorantes, caliches recientes. En otras ocasiones, corte reciente del Canal de San Clemente, hay acumulaciones aparentemente singenéticas en forma de películas de carbonato, que en ocasiones también tapizan fracturas (5R 6/6, 10 R 4/6).

### Arenas/areniscas y gravas/conglomerados con laminación cruzada (Scb)

Los clastos de las gravas/conglomerados tienen naturaleza predominantemente carbonatada y la laminación cruzada que presentan suele ser planar, más raramente en surco. Los clastos tienen buen redondeamiento y esfericidad media, tienen granoclasificación. Aunque no suelen estar fuertemente cementadas, el cemento suele ser de naturaleza calcítica. Las arena, dependiendo de la zona suelen estar formadas por clastos de rocas carbonatadas (litarenitas) ocasionalmente, Corredor de Orce, con un mayor contenido en cuarzo, en la zona del Corredor de Orce abundan las micas (blanca y negra). Normalmente están bien redondeadas y granoselección positiva, aunque aparecen todos los tamaños de grano suelen dominar los tamaños de arena media a fina. Muestran laminación paralela, planar en surco y ripples (especialmente en el Estrecho de Orce). Dominan los colores 10 YR 8/2, 10 YR 8/6. El cemento, cuando está presente es carbonatado y su grado de cementación variable (foto 11).

### Arenas fosilíferas (Sf)

En general están compuestas por clastos de rocas carbonatadas, generalmente provenientes de los materiales del Prebético calcáreo de las sierras que

constituyen el borde norte de la cuenca. Se trata de litarenitas. En algunas ocasiones estas arenas son más cuarzosas, estando su área fuente en los materiales del complejo Alpujarride, que configura el borde meridional de la cuenca. Su tamaño de grano varía de muy fino a muy grueso y, en cualquier caso, suelen tener laminación interna como laminación paralela y cruzada (planar o en surco) el desarrollo de potentes cosets de arenas fosilíferas, compuestos por sets centi-decimétricos de *climbing ripples*, separados por mud drapes no es raro. También aparecen formando pequeños canales de excavación y relleno con o sin granoselección. La característica más distintiva de estas arenas es la abundancia de fósiles de organismos de ambiente lacustre: ostrácodos, foraminíferos, gasterópodos y pelecípodos acuáticos y en un caso dientes faríngeos de ciprinidos etc. que proporcionan una indicación inequívoca de su ambiente deposicional. En algunos puntos, estas arenas son realmente bioarenitas donde predominando los clastos identificables como valvas de ostrácodos que nunca están articuladas. Sus colores dominantes son 5 G 6/1, N5 y 10 YR 5/6 cuando se alteran. Pueden estar cementadas, generalmente con poca intensidad, por calcita y, más raramente, yeso (fotos 12, 13, 14).

### Arenas masivas (Sm)

Son muy similares a las de la facies anteriormente descrita (Sf) con las que usualmente se intercalan, diferenciándose de ellas, fundamentalmente, su carácter totalmente azoico. Son de grano fino a muy grueso, bien clasificadas, algo cementadas por yeso y/o calcita, de colores beige amarillento 5 YR 5/6 y en una de las secciones estudiadas, tenían una gran cantidad de biotita.

### Arenas yesíferas (Sy)

Se entienden estas arenas yesíferas (Sy) como de proveniencia intracuenca (gibsarenitas) están formadas por cristales de yeso más o menos erosionados, de grano muy fino a medio. Bien clasificados, grano-selección buena con laminación paralela y cruzada de pequeña escala (ripples). Hay veces en las que aparece matriz lutítica. En ocasiones, el cemento, siempre yesífero, está casi ausente y en otras es tan importante que enmascara el carácter detrítico inicial de la roca. Los fósiles pueden ser muy abundantes pero están siempre yesificados, de manera que la concha calcítica o aragonítica inicial está sustituida

por yeso. En otras ocasiones se conserva el molde interno del fósil constituido por yeso traslúcido en empalizada. Nódulos de sílex "explosivo" y madera opalizada no son raros. El color más frecuente es 5 GY 6/1.

### Lutitas gravelosas y/o arenosas (Fs)

Se trata de lutitas masivas a groseramente laminadas con cantidades variables de arena y/o grava dispersa. Predominan los colores que indican oxidación: 5 R 4/6 y 5 Y/R 5/6 así como manchas de manganeso y niveles de enriquecimiento en carbonatos (caliches).

### Lutitas masivas (Fm)

Generalmente se trata de lutitas masivas en las que se intercalan pasadas de grava y/o arena. Cementadas por carbonato o yeso. En ocasiones contienen conchas de gasterópodos terrestres o acuáticos, así como ostrácodos. Colores que oscilan entre reducidos y ligeramente oxidados (N9 – 10 Y/R 8/2).

### Lutitas laminadas (Fl)

Esta facies no se observa frecuentemente, aunque podría ser más común de lo que parece, debido a su enmascaramiento por las condiciones de afloramiento no se observa siempre. En ocasiones se trata de alternancias de laminas marrón-rojizo y blanco-grisáceo, en que las láminas individuales tienen grosores milimétricos. Pueden estar cementadas por carbonato (fotos 15, 16).

### Lutitas carbonatadas-margas (Fc)

Se presentan normalmente como lutitas calcáreo dolomíticas de aspecto masivo, a veces con desarrollo de procesos edáficos que generan calcretas incipientes, costras, que posteriormente se erosionan e incorporan como intraclastos o nódulos. Suelen presentar abundantes restos de gasterópodos, terrestres y/o acuáticos, y ostrácodos, bioturbación y restos vegetales carbonizados también son abundantes. Colores claros y amarillentos (10 Y 8/2 – N9-10 YR 8/2) (foto 17).

### Lutitas y yesos laminados (Fyl)

Se presenta como una alternancia de láminas de yeso (N 9) y lutitas (5 G 6/1) con gran continuidad lateral y espesores milimétricos. En ocasiones, la la-

minación la produce la variación del contenido en yeso de las lutitas. Los ostrácodos son frecuentes y, a veces, muy abundantes. Algunos están magníficamente preservados conservándose las valvas articuladas y el interior hueco. Otras veces la cementación por yeso las ha destruido quedando, simplemente, sus moldes o yesificados. A veces se intuye cierta bioturbación y hay puntos en los que parece laminación ondulada (foto 18).

### Lutitas con yeso desplazativo (Fy)

Generalmente masivas (5 GY 4/1, N9 y 10 R 6/6) con cantidades variables de yeso lenticular sin orientación preferente (10 Y/R 4/2) en el que fácilmente se localizan larvas de insecto, ostrácodos e inclusiones fluidas. Los cristales de yeso pueden superar los 25 cm de diámetro. En una localidad (Torre del Salar) la cantidad de cristales de yeso desplazativo supera el volumen de lutitas que, aquí excepcionalmente, tienen colores oxidados (10 R 5/4) (fotos 19, 20).

### Yeso masivo (Ym)

Cuando no está meteorizado, forma de una costra pulverulenta blanca, se trata de yeso masivo de aspecto alabastrino (Cementerio de Galera) con trazas de bioturbación (tubos de sección circular) y silix secundario (10 YR 4/2 -10 YR 8/2).

### Calizas y calizas dolomíticas (DL)

Se trata de la facies más variable de todas las descritas hasta ahora. Usualmente se trata de micritas con cantidades variables de terrígenos (extraclastos) tamaño lutita, arena incluso gránulo, intraclastos fósiles, yeso desplazativo, en ocasiones con los cristales disueltos que se alinean en lechos monocristalinos (0,5 cm). En ocasiones son masivas fuertemente cementadas-ocasionalmente con cemento mixto carbonatado/yesífero, mientras que otras veces presentan una elevada porosidad que puede ser móldica (cristales de yeso, fósiles, tallos de plantas), fenestral o "vug". Ocasionalmente aparecen como tufas y hay niveles con oncolitos. Las trazas de emersión en forma de karstificación micro/macro son abundantes. A veces son azoicas, mientras que en otras se presentan como una lumaquela de conchas de gasterópodos dulceacuícolas (*Planorbis* sp, *Lymnaea* sp. etc) o de aguas salobres. Colores 5 Y 6/4, 10 Y 8/2. Concreciones o "capas" de "silix explosivo" marrón os-

curo a negro de aspecto opalino abundan cerca de Orce (fotos 21, 22, 23, 24).

### Lignitos, sapropeles y gyttjas (L)

En este apartado se agrupan una serie de depósitos que tienen en común su alto contenido en carbono orgánico y su color negro.

A veces se presentan como capas lignitosas en las que es posible observar todavía algunas macroestructuras de las plantas superiores que fueron flotadas hasta una zona de acumulación. Otras veces, base de la sección de Río Castril, fueron transportadas después de un incendio y los tejidos carbonizados se han preservado, conservándose macroestructuras internas y externas de las plantas, que han sido objeto de estudio paleoantracológico.

En otras ocasiones se trata de lutitas negras totalmente azoicas, depositadas en fondos anóxicos, se trataría de sapropeles. Otras veces, asociados a los niveles negros aparecen abundantes restos fósiles, en especial *Cerastoderma glaucum*, que indican fondos moderadamente oxigenados, gyttja de acuerdo a la terminología de Hunt (1979) (fotos 25, 26, 27).

## 5.3 Interpretación de las facies

Todas las facies que acaban de describirse, se pueden situar en tres ambientes deposicionales en el sentido propuesto por Rodríguez-Aranda et al. (1991). Abanico aluvial (G, Scb), transicional (Fm, Fs, Fy) y lacustre somero (Sm, Sf, Sy, Fc, Fyl, Fy, Ym, DL, DLy, L).

Abanicos aluviales y sistemas lacustres someros, constituyen los dos ambientes deposicionales más característicos de la GBE, las facies que se denominan de transición, funcionan articulando ambos ambientes, de manera que, en cambio de facies, pasan, proximalmente, a medios de abanico aluvial, y distalmente a medios lacustres. Los abanicos aluviales, tal y como se aprecia en el esquema cartográfico de la Fig. 5.1, tienen poca importancia areal, ya que se trata de sistemas desarrollados en un ambiente muy árido, con cuencas de recepción pequeñas. Tras la apertura de la cuenca progradan notablemente hacia el centro, pero son difícilmente identificables como tales, ya que construyeron una bajada que hoy se ve como una superficie plana cultivada y encostrada (caliche).

## Abanico aluvial

Cerca de los ápices de los abanicos, la facies G es dominante y se distinguen dos subfacies: (1) gravas formadas por cantos de caliza y dolomía (cantos de micaesquistos solo aparecen en el borde E-ES de la GBE) pobremente clasificados, con matriz arenosa-arcillosa en capas que van de 0.5 a 1m o más de espesor, muchas veces con cemento carbonatado y (2) "sets" de gravas y bloques calcáreos con grano-selección normal, groseramente estratificados, agrupados en capas de más de 1m de potencia total con bases planas no erosivas y cemento carbonatado. La facies Fgs está compuesta por lutitas con grava y arenas, de colores marrón-rojizo, en capas de 0.10 a 0.5 m de potencia, que contienen cantidades variables de arena y grava de cuarzo y carbonato dispersas.

Estas dos subfacies y facies, se interpretan como facies proximales de abanico aluvial (1) "debris flows", (2) mantos de arroyada y (3) flujos de barro (Bull, 1972; Miall 1981; Alonso-Zarza et al. 1990; MacCarthy, 1990; Alonso-Zarza et al. 1993; Nemec y Postma, 1993) (foto 28).

Con el abanico aluvial de Laneros (LAN) se relacionan canales de excavación y relleno con bases fuertemente erosivas que erosionan depósitos margosos blancos preexistentes, obviamente, en este caso no existen facies transicionales ante un fenómeno de tipo catastrófico e instantáneo. Estos rellenos de canal son uni o multiepisódicos con niveles de bloques y gravas con granoselección positiva. La potencia total de estos rellenos de canal puede alcanzar 3m, mientras que en un episodio aislado la potencia de sedimentos oscila entre 0.2 y 1m.

En algunos casos la facies G pasan pendiente abajo a la facies Scb, que se presenta como amplios cuerpos arenosos, su anchura varía entre 1 y 15m, cuya potencia puede llegar a ser de 1m hasta 5m cuando se apilan varios "sets". Los clastos proceden de rocas mesozoicas carbonatadas, mezclados con clastos de esquistos en el borde sur de la cuenca. Los conglomerados pueden estar fuertemente cementados por carbonato, más raramente por yeso. Cantos blandos de lutitas y micritas intracuenca no son raros. Las estructuras sedimentarias incluyen desde la estratificación masiva a la estratificación cruzada en surco en "sets" que varían desde algún decímetro a más de 1m. Esta facies se interpreta como de zona media de abanico aluvial donde un cinturón de canales móviles comienzan a desarro-

llarse (Friend, 1983; Cabrera et al., 1985; Alonso-Zarza et al., 1993; Nemec y Postma, 1993).

## Transicional

La facies típicas de abanico aluvial (G y Scb), gradan aguas (pendiente) abajo a lutitas masivas de color rojo (Fm). En los abanicos aluviales de Orce y Huescar (ver Fig. 5.2) estas facies se interestratifican con arenas muy finas y limos micáceos. No están bien desarrolladas en el abanico aluvial de Cúllar, donde las facies G y Scb cambian abruptamente a depósitos lacustres con algo de arena y grava dispersas y bioturbación, posiblemente por raíces (Fs). Estas facies han sido descritas como "clay playa lake" (Hubert y Hide, 1982) o como playa clásica (Kendall, 1984). En cualquier caso se trata de playas fangosas, en cuya génesis contribuyó al material transportado en suspensión por episodios de mantos de arroyada de baja densidad.

La facies de lutitas yesíferas (Fy) es una de las más comunes en el registro de la cuenca: lutitas grises o marrón-gris. Las estructuras sedimentarias observables comprenden laminación paralela, rara, siendo la pauta más normal que estratificación masiva dando capas de más de 2-3m de potencia. Aparece bioturbación ("burrowing") y el yeso se presenta como cemento o como cantidades variables de pequeños cristales dispersos en las lutitas.

Se interpreta esta facies como transicional entre los dominios de abanico y los lacustres someros. En todos los casos los restos de fauna lacustre (fundamentalmente ostrácodos) faltan. Esta facies se puede interpretar como una asociación de medios de llanura fangosa salina ("dry saline mudflat") en el sentido de (Hardie et al. 1978 ó Sanz et al. 1991). Las lutitas se depositaron por decantación a través de un proceso de transporte en suspensión por mantos de arroyada, ligados a los sistemas aluviales, de baja energía. El crecimiento de los cristales de yeso y la aparición de cemento se podría relacionar por el bombeo de salmueras (Hsü y Siegentaler, 1969) en condiciones de alta evaporación cuando el nivel de base estaba, lo que parece era lo usual, muy cerca de la interfase sedimento-aire.

Un caso extremo de estos procesos de desecación estaría representado por las lutitas con yeso desplazativo (Fy), que se interpretan como casos de estrés hidrológico extremo en zonas discretas del dominio lacustre, donde las lutitas quedaron expuestas al aire y la sedimentación se produjo en un ambiente de llanura fangosa salina ("saline mud flat"), condi-

ciones no aptas para el desarrollo de fauna lacustre (ostrácodos). En estas condiciones el bombeo de salmueras salinas desde el nivel freático inmediatamente subyacente facilitó el crecimiento de enormes cristales de yeso desplazativo. Posiblemente este bombeo permitió cierta presencia de agua en la interfase cristal-sedimento, permitiendo la pervivencia ocasional de larvas de insecto o incluso algún ostrácodo que, finalmente, quedaron "momificados" dentro de los grandes cristales de yeso. Lownstein y Hardie (1985) dieron una explicación bastante similar para el crecimiento de halita en medios de llanura salina ("salt pan") que agrupan dentro de las características de crecimiento sindeposicional-diagenético producidas durante períodos de desecación. Esta facies Fy se interpreta por Yagmurlu y Helvací (1994) como resultado de períodos de desecación extrema.

## Dominio lacustre

Las facies arenosas Sm y Sa aparecen de forma dominante en los bordes del LAF, asociada con los bordes del dominio lacustre y, de forma similar, también son dominantes en las cercanías de la localidad de Baza (Fig. 5.3). Están bien clasificadas y tienen granoselección normal.

Si en la facies Sm faltan los fósiles, la Sf contiene enormes cantidades. Suelen consistir en acumulaciones mono-específicas de pelecípodos: *Cerastoderma* cf. *glacum* y *Corbicula* cf. *fluminalis* con espesores de 2-3 cm. Las conchas suelen ser muy tenues, testimoniando las condiciones límite en las que se desarrollaron. Lo normal es que estas acumulaciones correspondan a valvas de ostrácodo, *Cyprideis torosa* (Jones). Estas asociaciones de moluscos y ostrácodos son indicadoras de condiciones de alta salinidad. No es habitual que las arenas bioclásticas con ostrácodos se interstratifiquen con niveles lutíticos ("mud drapes"), también con abundantes ostrácodos, de forma que estas alternancias no suelen superar los 10 cm, aunque ocasionalmente superan más de 2m de potencia total. En ambos casos aparecen "ripples". Ocasionalmente, estos niveles tienen finas pasadas de la facies L, lutitas negras depositadas en fondos anóxicos, posiblemente generados por acumulación/descomposición de tapices algales, similares a los descritos por Ortí et al. (1984) en charcas salinas del sur de España.

Interpretamos ambas facies como de playa arenosa lacustre. Cuando faltan los restos orgánicos se trata

de niveles de relativa alta energía, más cercano al manto de arroyada que los transportó, mientras que los niveles con fósiles más abundantes ya se han integrado totalmente en el medio lacustre y el nivel de energía sería más bajo. En cualquier caso se trata de sedimentos conectados al abanico aluvial de origen, transportado a través de canales confinados y/o mantos de arroyada (Bull, 1972; Handford, 1982; Blair y MacPherson, 1994). En algunos casos estos canales intruyen directamente en la facies Fm (Fig. 5.3), la ausencia de las facies Fly y Fy en las facies lacustres someras asociadas al abanico aluvial LAF, se tradujo en la falta de yeso detrítico en la zona lacustre más central. En la zona NE de la cuenca, las aguas subterráneas disolvieron intensamente rocas salinas triásicas, creando una depresión kárstica cubierta y alimentaron los abanicos aluviales de Huéscar y Orce.

La facies Sy es muy frecuente en las partes centrales del medio lacustre, casi siempre asociada a las lutitas masivas Fm y lutitas con yesos desplazativo. Sy se presenta con estratificación masiva o paralela, con espesores que oscilan entre algunos decímetros a más de un metro. Arenas y areniscas suelen ser de grano fino y muy bien clasificadas. Pueden tener cemento yesífero y cuando presentan canalización tienen laminación planar con bases erosivas y depósitos residuales de cantos blandos (fragmentos de las facies Fy ó Fm). De acuerdo al trabajo de Sanz et al. (1994), se interpreta que estos depósitos son el resultado final de la erosión y transporte de cristales de yeso desde el medio transicional (Fy). Estas arenas yesíferas no son azoicas, por contrario, tienen abundantes restos de ostrácodos, aunque generalmente yesificados, como se pone de manifiesto en el Corte del Cortijo del Cura. También aparecen niveles de *Cerastoderma* sp. en muchos casos se observan sus conchas desarticuladas apiladas con sus caras convexas hacia arriba y todo el conjunto fuertemente yesificado.

Las lutitas masivas (Fm) son una de las facies lacustres más típicas de la GBE. Usualmente muestran colores de tonos verde-gris, aunque cerca de los bordes del medio lacustres, tonos beige también son frecuentes. Todas estas lutitas contienen grandes cantidades de ostrácodos, de hecho es su carácter lacustre distintivo. También puede contener intercalaciones arenosas (Sy o Scb). La potencia de estas intercalaciones es bastante variable. En algunas zonas, cercanas a la paleocosta del lago, intercalaciones de 1 a 10 cm de la facies Scb son frecuentes, con una extensión lateral de más de 10m,

con laminación de "ripples". En otras ocasiones las intercalaciones de arenas/areniscas en facies Sf ó Scb tienen un marcado carácter bioclástico, conteniendo una enorme cantidad de valvas desarticuladas de ostrácodos. En otras ocasiones predominan las conchas de *Cerastoderma*, articuladas o desarticuladas con la parte convexa de sus conchas hacia arriba, en este último caso se interpretan como niveles acumulados durante tormentas bajo la influencia de flujos turbulentos (Banerjee y Kidwell 1991). En alguna ocasión aparecen otras asociaciones de fauna como Hydrobiidae. Otras veces las intercalaciones arenosas están constituidas por arenas yesíferas (Sy). Las facies Sy y Scb se pueden diferenciar en las zonas lacustres asociadas al LAF, mientras que en las que se relacionan con los otros abanicos (CAF, HAF y OAF, ver Fig. 5.3) su diferenciación no es posible. Pueden tener cemento carbonatado y/o yesífero.

La facies L, comprende una amplia variedad de depósitos que tienen una característica común: su extrema abundancia en materia orgánica. Hay capas lignitosas, en ocasiones compuestas por carbón vegetal s.s. ("charcoal") formado por cenizas y fragmentos de tejidos carbonizados que se interpretan como efectos de un paleo incendio que afectó las sierras que bordean la GBE por el norte. También hay acumulaciones de materia orgánica vegetal acumulada al pie de los abanicos aluviales como fitoclastos transportados por flotación. Uno de los mejores ejemplos de este tipo de depósitos tipo "gyttja" sería la base del yacimiento paleontológico de Venta Micena (Fig. 5.1) donde, de acuerdo a Anadón *et al.* (1987), los sedimentos palustres son fundamentalmente margas dolomíticas, dolomías y lutitas negro-gris. Los biomarcadores obtenidos de una muestra de lutitas negras (Tabla 8.2) certifican su origen extracuenal (la predominancia de n-alcános de cadena larga supone llegada de restos de plantas de cierto porte (terrestres). Estos niveles negros suelen tener abundantes restos de fauna de agua dulce o salobre que indica fondos palustres, al menos algo oxigenados. Las otras acumulaciones de materia orgánica son casi siempre azoicas, del tipo palustre-lago salino, similares a las descritas por Ortí y Rosell (2000) como marjal yesífero ("gypsiferous marsh") en el Mioceno de la cuenca de Calatayud (parte central de España). Se trataría de sapropeles acumulados en fondos anóxicos como resultado de la proliferación y acumulación de microorganismos, probablemente algas, en zonas inundadas, lacustres, donde las aguas salobres cambiaban a salinas. Ejemplos de esta facies apa-

recen en todas las partes de la cuenca, en niveles cuya potencia oscila entre 2 y 20 cm. El análisis de la muestra GBES-206, indica un origen autóctono y se interpreta como derivado de acumulación de microorganismos (ver Tabla 8.2).

Calizas dolomíticas (DL) y calizas dolomíticas con yeso (DLy) son facies comunes en la cuenca GBE, en capas que oscilan entre 2 y 20 cm de potencia, con notable continuidad lateral, que a veces se apilan dando niveles de cerca de una decena de metros de potencia, como es el caso del "Nivel Calcáreo de Orce". En cualquier caso se trata de calcilitas fuertemente cementadas por carbonatos. No muy frecuentemente tienen un aspecto cretoso ("chalky") con bioturbación. Karstificación, brechificación y tinciones por manganeso y hierro son muy comunes, sugiriendo frecuentes exposiciones aéreas. Un nivel, cuya potencia oscila entre 2-5 m de potencia se extiende sobre cientos de kilómetros cuadrados en el dominio oriental de la GBE (localidades de Orce, Galera y Cúllar entre otras) (Fig. 5.2) constituye una mesa muy visible. Se presenta como calizas a calizas dolomíticas con una amplia variedad de subfacies que incluyen: i) calizas micríticas negras, con niveles bioclásticos de gasterópodos de agua dulce, ii) caliza yesífera con grietas de disolución y brechas de colapso tipo carniolar, iii) calizas con porosidad móldica, en la que los poros son moldes huecos de cristales de yeso (0.8 cm de alto), iv) cuerpos lenticulares de tufas calcáreas de algunos decímetros de potencia, v) lutitas masivas con yeso desplazativo (Fy) (más de 10 cm de diámetro) con espesores variables y vi) margas calcáreas y dolomíticas con potencias que varían entre algunos centímetros y algunos metros y, en general, con abundantes restos de fauna. Hacia el borde norte de la cuenca aparecen calizas arenosas y areniscas masivas fuertemente cementadas que testimonian la estrecha ligazón que existe entre el medio lacustre y los abanicos aluviales que lo alimentaron. Interpretamos las facies DL y DLy en la forma propuesta por Anadón *et al.* (1987) como un medio lacustre somero. Gierlowski-Kordesch (1998) propone que estos carbonatos se pueden interpretar como aportes de material clástico carbonatado en los depósitos de borde del medio lacustre. En la GBE esta interpretación parece estar apoyada por la abundancia de clastos carbonatados en los materiales transportados por los abanicos aluviales y por la existencia de depósitos de calizas arenosas en los bordes del lago. No obstante, el "Nivel Calcáreo de Orce" se registra un cambio hidrológico dramático en la cuenca: el dominio lacustre se ex-

pandió, produciéndose la obligada retracción simultánea de los abanicos aluviales. De hecho, de acuerdo al registro isotópico de las valvas de los ostrácodos (Ortiz 2000), el "Nivel Calcáreo de Orce" se depositó al inicio del "4º Período frío y húmedo" que afectó a la cuenca, quedando este episodio lacustre entre  $404 \pm 55$  ka y  $406 \pm 91$  Ka (AARD). No hay que descartar que en este lago en mosaico, una parte del aporte de carbonatos fuera en carga en suspensión, mantos de arroyada de baja energía, posiblemente por destrucción de suelos en los que la "terra rossa" y/o la "terra fusca" pudieron ser parte abundante. No obstante, se interpreta que la mayor parte de los carbonatos llegaron como carga disuelta a partir de las calizas intensamente karstificadas que forman casi todo el área fuente. La diagénesis inicial destruyó la mayor parte de las estructuras y los niveles con yeso desplazativo o sus moldes pueden interpretarse como el resultado de momentos de aridez en momentos en los que no se mantenían salmueras superficiales estables (Rosen, 1994) y se produjo el bombeo de salmueras subterráneas (Hsü y Siegentaler, 1969).

Las facies de lutitas y yesos laminados aparecen como una alternancia de finísimas capas de yeso (a veces arena yesífera) y lutitas grises o blancas incluso, siendo típica de la parte más central de la GBE entre las localidades de Cúllar y Baza. Indica una sedimentación química alternando con aportes detríticos incluyendo, como se ha dicho, cierta contribución de yeso detrítico, como láminas alternantes de arenas muy finas, incluso limo, de espesores milimétricos. Lowenstein y Hardie (1985) interpretaron alternancias similares de fango-halita como el re-

sultado de períodos húmedos/secos. Este no es el caso de la GBE ya que en los niveles más "químicos" aparecen caparazones articulados de ostrácodos, articulados y cerrados, muchas veces con su interior hueco, lo que indica falta de transporte así como, presencia de agua y poca diagénesis. Las laminillas muestran notable continuidad lateral y se alterna con otras facies como Fm, Fy y Sf, así como con niveles seleníticos que tienen espesores individuales de 1-4 cm. En algunos puntos los grupos de laminillas muestran una notable disposición ondulada, que tentativamente atribuimos al crecimiento de los cristales de yeso. Bell (1989) describe laminillas onduladas en un lago salino de Chile y alternancias similares se han citado en los depósitos del Mioceno de la cuenca del Tajo (Sanz *et al.* 1994, Ortí y Rosell 2000).

El yeso masivo (Ym) no constituye una facies muy común en la GBE. Al único nivel de yeso pardo, masivo, microcristalino (con potencia mayor que 8m) aparece al inicio de la sección del Cementerio de Galera (Fig. 6.2) donde, debido a la diagénesis, no quedan muchas características observables, aunque aparecen fantasmas de bioturbación y a techo un nivel de sílex bastante potente (0.8m). En otra zona, con peor calidad de observación, hay un nivel poco potente pero continuo, que ha sido intensamente extraído entre el Cortijo del Cura y Huéscar el "nivel de yeseras", que consiste en aproximadamente 1m de yeso masivo marrón claro, que puede seguirse a lo largo de kilómetros gracias a los niveles de cenizas de los hornos de yeso, los propios hornos y las excavaciones someras que lo recorren.

Tabla 5.1.  
Descripción de las principales facies diferenciadas en los depósitos aluviales y lacustres de la cuenca GBE. Los colores se han tomado de Goddard *et al.* (1984).

Facies	Descripción/Interpretación
Gravas/conglomerados (G)	Clastos procedentes de rocas carbonatadas mesozoicas y metamórficas (esquistos, mármol). Mala a buena clasificación. Bien o mal (brecha) redondeados. Raramente cementados por carbonato. En ocasiones existe matriz arenosa-lutítica. Color (5R 6/6, 10 R 4/6). Espesor entre 0.1 m y 20m. Zona apical de abanico aluvial
Arenas-gravas con estratificación cruzada/conglomerados (Scb)	Los conglomerados están constituidos por fragmentos de rocas calcáreas, generalmente bien redondeados y con buena selección. Los granos de arena tienen naturaleza carbonatada con cantidades variables de cuarzo (litarenita). Grano fino a grueso. Es común la laminación paralela, la estratificación cruzada planar y en surco y ripples. Predominan los colores 10 YR 8/2, 10 YR 8/6. El cemento, cuando está presente, es carbonatado. Espesor entre algunos decímetros y 20m. Zona intermedia-distal de abanico aluvial (mantos de arroyada y canales)

Tabla 5.1.  
Descripción de las principales facies diferenciadas en los depósitos aluviales y lacustres de la cuenca GBE. Los colores se han tomado de Goddard et al. (1984). Continuación

Facies	Descripción/Interpretación
Arenas fosilíferas/areniscas (Sf)	Granos procedentes de rocas carbonatadas mesozoicas (calcarenita). Granos muy finos a muy gruesos. Buena clasificación. Pueden presentar gradada normal así como laminación paralela y ripples. Los fósiles (ostrácodos y foraminíferos) pueden ser abundantes (bioarenita). Colores 5 G 6/1, N5. Cuando están meteorizadas presentan color 10 YR 5/6. En ocasiones cementadas por yeso y/o carbonato. Espesor comprendido entre algunos decímetros y 20m. Margen lacustre
Arenas/areniscas masivas (Sm)	Granos procedentes de rocas carbonatadas mesozoicas (calcarenita). Granos muy finos a muy gruesos. Buena clasificación. Azoicas. En ocasiones cementadas por yeso y/o carbonato. Acumulaciones pedogenéticas carbonatadas. Color 5YR 5/6. Espesores comprendidos entre algunos decímetros y 10 m. Margen lacustre/mantos de arroyada
Arenas/areniscas yesíferas (Sy)	Yeso detrítico de procedencia intracuencal (gipsarenita). Grano muy fino a medio. Buena clasificación. Pueden presentar estratificación gradada normal, laminación paralela y ripples. Los fósiles (ostrácodos y gasterópodos) pueden ser abundantes. Nódulos de chert y ópalo. Cementadas por yeso. Color 5 GY 6/1. Espesor comprendido entre algunos centímetros y 1 m. Zona central lacustre.
Lutitas arenosas/gravelosas (Fs)	Lutitas masivas o con laminación paralela difusa con grava y arena dispersa. Pseudogley y bioturbación. Colores 5 R 4/6 y 5 Y/R 5/6. Espesor comprendido entre algunos decímetros y 15 m. Transición (mantos de arroyada)
Lutitas masivas (Fm)	Lutitas masivas con niveles de grava/conglomerados y arena/arenisca intercalados. Cementadas por carbonato o yeso. Los gasterópodos terrestres y/o acuáticos son raros. Los ostrácodos son frecuentes. Niveles de selenita. Carbonatos pedogenéticos. Color N9 – 10 Y/R 8/2. Espesor comprendido entre algunos centímetros y 10 m. Transición
Lutitas laminadas (Fl)	Lutitas con laminación clara constituida por alternancias blancas y grises de 1-2 mm de espesor. Cementadas por carbonato. Niveles de selenita. Espesor comprendido entre algunos centímetros y 17 m. Lacustre central
Margas-lutitas carbonatadas (Fc)	Margas/lutitas carbonatadas calcáreas/dolomíticas masivas con fósiles (ostrácodos, gasterópodos). Colores 10 y 8/2 – N9-10 YR 8/2. Espesor comprendido entre algunos decímetros y 3 m. Lacustre
Lutitas laminadas y yeso (Fyl)	Alternancia de niveles continuos de yeso (N 9) y lutitas (5 G 6/1) de 1-3 mm de potencia. Son comunes los ostrácodos. Escasa bioturbación. Laminación ondulada escasa. Espesor máximo: 7 m. Lacustre (zona central de lago salino)
Lutitas con yeso desplazativo (Fy)	Lutitas masivas azoicas (colores 5 GY 4/1, N9 y 10 R 6/6) con contenido variable de yeso lenticular orientado aleatoriamente (10 Y/R 4/2) que incluye larvas de insectos y ostrácodos. Lenticulas de yeso que pueden alcanzar 25 cm de diámetro. Espesor comprendido entre algunos centímetros y 3 m. Transición (llanura fangosa salina seca)
Yeso masivo (Ym)	Algunas trazas de bioturbación (organismos excavadores) de 5 mm de diámetro. Colores 10 YR 4/2 – 10 YR 8/2. Chert secundario visible. Espesor comprendido entre algunos centímetros y 8m. Lacustre (central)

Tabla 5.1.  
Descripción de las principales facies diferenciadas en los depósitos aluviales y lacustres de la cuenca GBE. Los colores se han tomado de Goddard et al. (1984). Continuación.

Facies	Descripción/Interpretación
Dolomías calcáreas y calizas (DL)	De grano fino (micritas) con cantidades variables de clastos de terrígenos de tamaño lutita y arena (grainstones). En ocasiones con abundantes fósiles de agua dulce y salobre (gasterópodos). Las concreciones de chert de color negro-marrón son frecuentes. Tallos de plantas. Colores 5 Y 6/4, 10 Y 8/2. Espesores comprendidos entre algunos centímetros y 5 m. Margen somero carbonatado/ charco
Dolomías calcáreas y calizas con yeso yeso (DLy)	Similar a DL aunque con contenidos variables de cristales de yeso desplazativo que, cuando se disuelven, originan porosidad móldica. Espesor comprendido entre algunos centímetros y 5 m. Margen somero carbonatado/charco
Lignito y lutitas turbosas (L)	Niveles de lignito con fitoclastos visibles aunque raros (microscópicos); carbón vegetal (charcoal); son comunes los niveles de lutitas negras fétidas de algunos centímetros de espesor con abundantes fósiles (vertebrados, gasterópodos y ostrácodos). Espesor comprendido entre algunos centímetros y 2 m. Zonas palustres ligadas a abanicos aluviales y/o lago palustre salino



11-Nivel de graves (barra en la base) y arenas canalizadas del Abanico Aluvial de Orce en la sección de la Carrera Nueva de Galera (CNU).



---

12-Arenas lacustres con niveles de ostracodita de *Ciprideris torosa* y *Cerastoderma glaucum* cerca de Baza.

---



---

13-Arenas de margen lacustre con ostrácodos de la sección estratigráfica de Norte de Orce (CNOR).

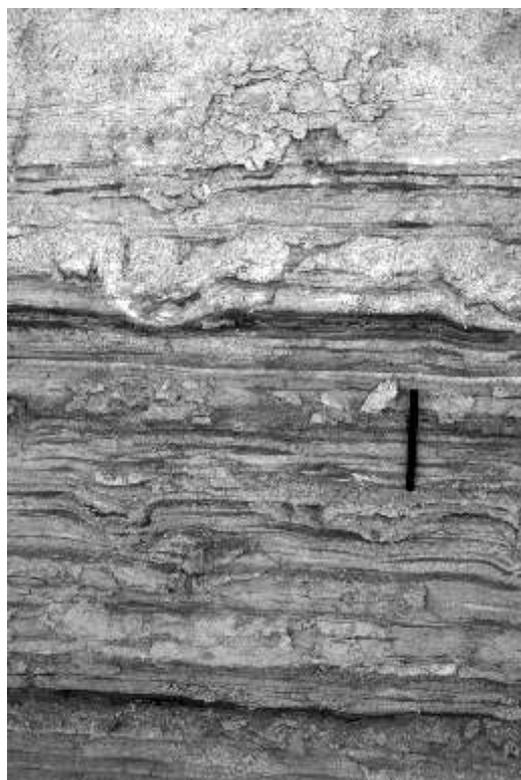
---



---

14-Aspecto de la lumaquela de *Cerastoderma glaucum* de las arenas lacustres de la sección estratigráfica de Cortes de Baza (CTB): conchas desarticuladas y con sus caras convexas orientadas hacia arriba (tormenta?).

---



---

15-Alternancia de arenas bioclásticas (ostracoditas) y lutitas en la sección estratigráfica de Cortes de Baza (CTB).

---



---

16-Niveles de llanura arcillosa, sin ostrácodos, de pie de abanico aluvial de la sección estratigráfica del Canal (CCAN).

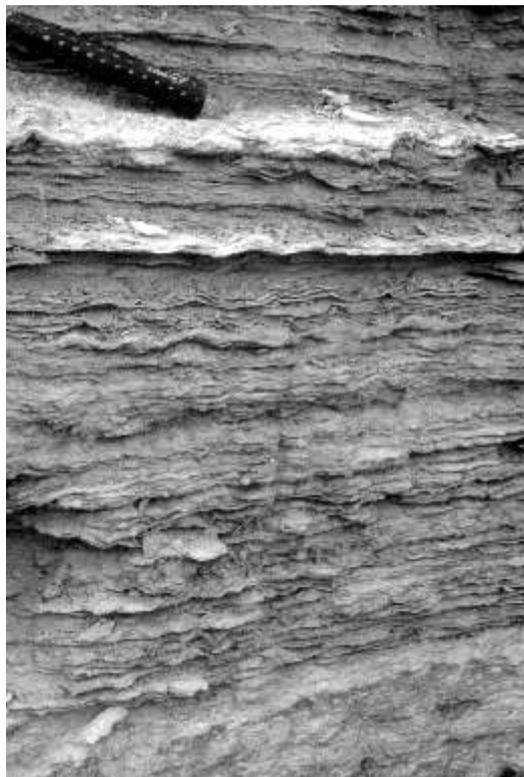
---



---

17-Vista general de las margas y lutitas carbonatadas del corte de Laneros (LAN).

---



---

18-Alternancias rítmicas de gipsarenitas y lutitas con estratificación ondulada de la sección estratigráfica de Este de Baza (ERB).

---



---

19-Potente nivel (>4m) de yeso intrasedimentario en lutitas rojas en la Torre del Salar, cerca de Orce, influencia directa de un exutorio salino ligado al diapiro del El Bolardo (E de Huescar).

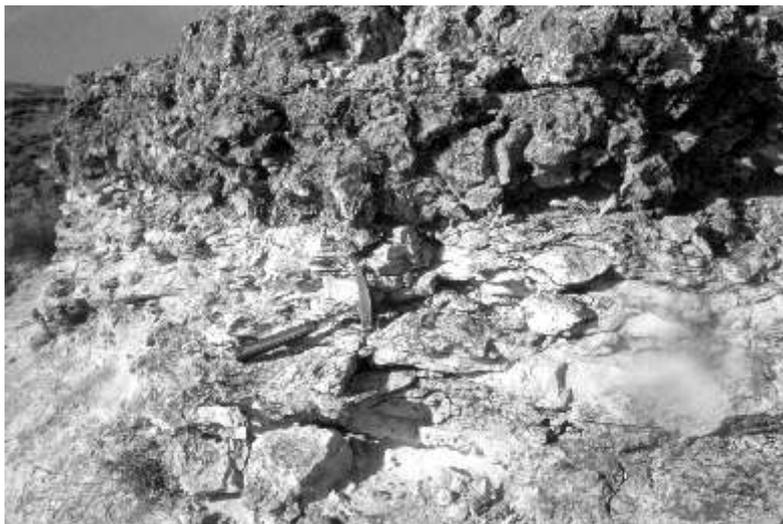
---



---

20-Aspecto general de la sección del Cortijo del Cura (ELCU) totalmente yesificado: lutitas yesíferas, gibsarenitas y yeso intrasedimentario.

---



---

21-Nivel Calcáreo de Orce con textura carnular por disolución de sulfatos en la sección de Norte de Orce (CNOR).

---



---

22-Nivel de oncolitos, base del Nivel Calcáreo de Orce, en el margen lacustre cerca del Cortijo de Buenavista al N de Orce.

---



---

23-Icnitas de ave en el Nivel Calcáreo de Orce, al norte de la localidad.

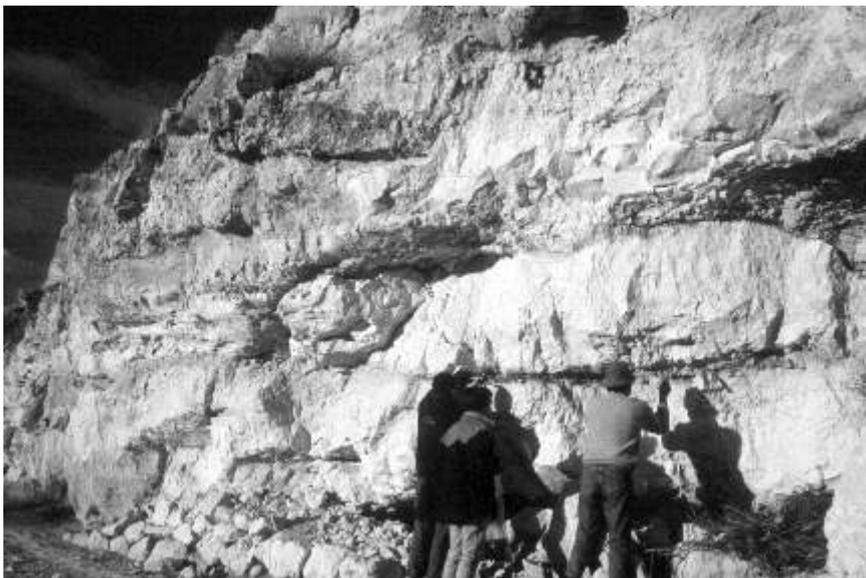
---



---

24-Alternancias de lutitas rojas de llanura fangosa de pie de abanico y lutitas blancas lacustres. Se observa un nivel de lutitas negras (gytja).  
Corte de la autovía al oeste de la localidad de Baza (ORB).

---



---

25-Micritas oquerosas y nivel de gytja del Plioceno del anticlinal de Huéscar-Galera, zona de Cañada Castaño.

---



---

26-Contacto discordante entre las micritas oquerosas del Plioceno y las lutitas distales de abanico aluvial con un nivel de gytja de edad Pleistoceno medio (Sección del Canal de San Clemente).

---



---

27-Nivel palustre de Fuente Amarga (FA): gytja y lutitas carbonatada con Planorbis, Lymnaea, Cerastoderma, Hidrobidae y ostrácodos.

---



---

28-Potente nivel de "debris flow" de la base de la Sección de Laneros (LAN).

Página en blanco

## 6. Estratigrafía y cronoestratigrafía

## 6. Estratigrafía y cronoestratigrafía

## 6.1 Estratigrafía

### 6.1.1. Sección estratigráfica compuesta tipo

Dado que uno de los objetivos del proyecto fue la búsqueda de una serie tipo a la que referir los eventos paleoambientales y los yacimientos paleontológicos, se intentó definirla en la zona central de la cuenca donde los sedimentos presentaban laminación. Tras el fracaso que supuso encontrar una yesificación total de las conchas de ostrácodos, se decidió trabajar en zonas lacustres marginales.

Asimismo, se prefirió no trabajar en el registro del Pleistoceno inferior del estrecho de Orce ya que, debido a la escasa profundidad a la que se encuentra el basamento mesozoico (IGME. 1988), es de esperar un ratio de sedimentación bajo así como el desarrollo de hiatos importantes. Finalmente, se decidió realizar el estudio en la zona de Cortes de Baza (sección de Cortes de Baza). Como consecuencia de la erosión del tramo superior del registro estratigráfico en esta zona de GBE, nos trasladamos hacia el Este, en la zona de Orce (sección de Norte de Orce) para completar el estudio del registro del Pleistoceno medio.

El resultado fue una sección tipo de 356 m que se obtuvo mediante la unión de las secciones de Cortes de Baza y Norte de Orce a través de observaciones de campo, paleomagnetismo y racemización de aminoácidos denominada GBES. De acuerdo con la estratigrafía de aminoácidos (aminoestratigrafía) y corroborado por paleomagnetismo y dataciones paleontológicas, prácticamente no afloran depósitos de edad Plioceno en el área de Cortes de Baza. En el extremo este de la cuenca el Plioceno aparece como margas y calizas micríticas lacustres con niveles de lignito y los depósitos del Pleistoceno inferior se disponen sobre ellos mediante una discordancia angular erosiva que, en algunos lugares, aparece con nódulos de chert y/o por superficies karstificadas con rellenos de "terra rossa" o agujeros de corrosión.

El techo del registro geológico de GBE viene marcado por la superficie erosiva originada tras la apertura de la cuenca hacia el valle del río Guadalquivir. La conexión de GBE con el valle del Guadalquivir produjo una progradación general de los abanicos aluviales existentes que, primeramente erosionaron y, posteriormente, cubrieron los depósitos lacustres, constituyendo una "bajada" a la que

se refiere en todas las publicaciones de la zona como "glacis".

Para la descripción de las secciones de la cuenca GBE nos centraremos en las que constituyen la "sección tipo". Posteriormente se describirán otras secciones lo que permitirá completar la descripción de los aspectos sedimentológicos más importantes de la cuenca.

### Sección estratigráfica tipo de la cuenca GBE (GBES)

Sección de Cortes de Baza: UTM<sub>muro</sub>:201679; UTM<sub>techo</sub>:223670 (CTB)

Esta sección, con un espesor de 253 m (fig. 6.1) y parcialmente descrita por Oms *et al.* (1994) y Calvo Sorando (1994), se extiende desde la ribera este del río Castril, cerca de la localidad de Cortes de Baza, hasta el punto topográfico más alto de la zona (Cañada del Fraile). En ella se diferencian tres tramos: 1) Tramo lutítico inferior (55 m), 2) Tramo arenoso intermedio (75 m) y 3) Tramo heterolítico superior (123 m).

Las características más destacables del Tramo lutítico inferior se indican a continuación: comienza con un nivel de lignitos (L) con más de 1 m potencia, 17 m de lutitas laminadas (Fl) con una intercalación de calizas micríticas (DL), 6 m calciarenitas de grano fino con una intercalación lutítica (Sm-Fm), 4 m de lutitas con una fina intercalación de gravas y un nivel lutítico oscuro a techo (Fm, G, L), 2 m de gravas masivas bien redondeadas y mal clasificadas con matriz lutítica y base plana (G), y 16 m de lutitas (Fm y Fs) con al menos 12 niveles finos y muy finos de calciarenitas (Sm). Algunos niveles están laminados y el contacto entre las arenas y otras capas es plano.

El Tramo arenoso intermedio comienza con más de 17 m de calciarenitas que se presentan en niveles gruesos a muy gruesos (Sf). Hacia el techo aparecen algunas intercalaciones lutíticas (Fm y Fl). Por encima, aflora una alternancia de lutitas (Fm) y arenas- calciarenitas (Sf) y gypsarenitas (Sf) –con algunos niveles lutíticos que presentan cristales de yeso intrasedimentario (Fy).

Los niveles carbonatados palustres (DL) del Tramo Heterolítico Superior consisten en calizas margosas con restos de plantas (metro 130), calizas micríticas, calizas lutíticas y margas con porosidad móldica (metros 155, 185, 205, 215, 220, 240) y mar-

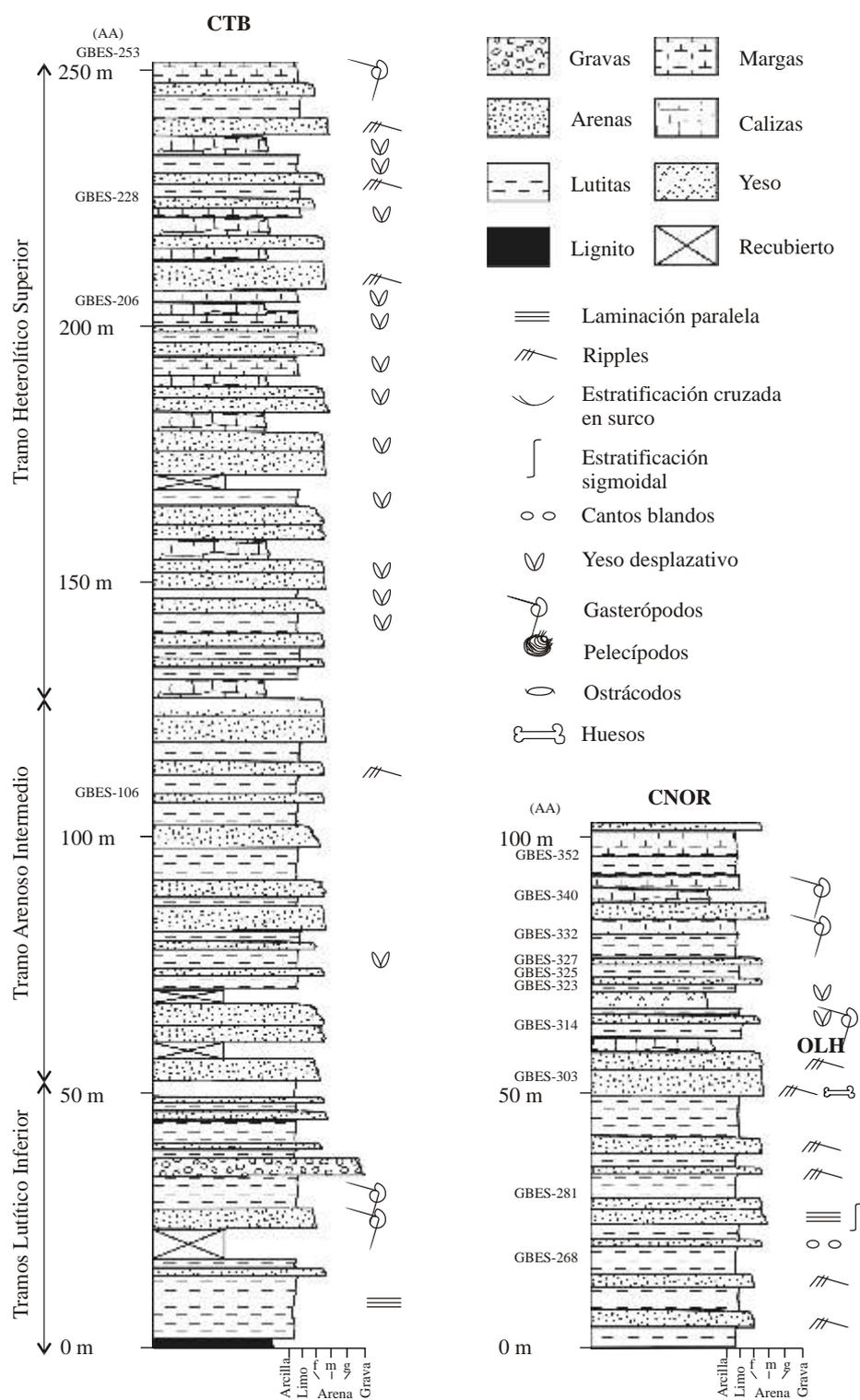


Figura 6.1. Secciones estratigráficas de Cortes de Baza (CTB) y Norte de Orce (CNOR). (AA): muestras de ostrácodos para datación por racemización de aminoácidos. (OLH: Nivel Calcáreo de Orce).

gas y lutitas carbonatadas que, en muchos casos, contienen cristales de yeso intrasedimentario (Fy). Las arenas son principalmente gypsarenitas (Sy). Una de las características más importantes de este tramo de la sección de Cortes de Baza es la presencia de yeso intrasedimentario: grandes cristales lenticulares, a veces con un diámetro de 30 cm, aparecen a veces concentrados en algunos niveles (Fy). Cerca del techo se aprecia un nivel de brecha carbonatada intraformacional (metro 238), que es resultado de la destrucción de una calcreta.

**Sección de Norte de Orce:** UTM<sub>muro</sub>:423770; UTM<sub>techo</sub>:337807 (CNOR)

La sección de Norte de Orce (fig. 6.1) comienza con 13 m de arenas finas cementadas por carbonato (Scb) y lutitas de color rojo ligeramente bioturbadas con ausencia de restos fósiles (Fs); los cuerpos arenosos tienen la base plana o ligeramente erosiva y los *ripples* son abundantes. Se interpretan como depósitos de facies distales de abanicos aluviales-llanura fangosa seca (*dry mudflat*). Las lutitas generalmente son masivas aunque localmente se observa laminación (LM+PM). Por encima aparecen 45 m de alternancia de lutitas grises-pardo (Fm-FI) y arenas (Sf) con restos de vertebrados. Son comunes los niveles de arena (Sf) con espesores comprendidos entre 0.3 y 3.0 m, a veces con bases ligeramente erosivas y con cantos blandos; los contactos de los estratos están definidos por lutitas laminadas. Los niveles arenosos pueden contener laminación paralela o *ripples* y, en un caso (metro 26), estratificación cruzada sigmoidal. Hacia la zona central de la sección (metro 52) afloran dos niveles de arenas masivas (Sm), a veces con *ripples* (Scb), donde hay que destacar la abundante presencia de mica y la ausencia de fósiles. Cerca del techo aflora el "Nivel Calcáreo de Orce" con aspecto carniolar (textura "crackle and mosaic" de Laznicka, 1988).

Una capa de yeso masivo (YG), de 1.2 m de potencia, a la que se denominó "nivel de yeseras" es otro nivel guía característico. A techo del "nivel de yeseras", se encuentran 12 m de lutitas (Fm) con algunas intercalaciones de niveles gruesos (0.2-0.6 m) de arenas (Sf). En este tramo destacan como características importantes: un nivel con cristales de yeso intrasedimentario (Fy), otro con una sismita y, por último, un nivel con acumulación de conchas de *Cerastoderma*. En el resto de la sección tiene un carácter predominantemente carbonatado: abundan las margas (LM) aunque hay intercalaciones de

cuerpos de arenas (Sf) de 0.5-2 m de potencia, arenas lutíticas (Fs), lutitas masivas grises (Fm) y dos niveles muy finos de lignito (L). Asimismo hay dos pasadas lutíticas (Fm) con abundantes conchas de gasterópodos terrestres y de agua dulce.

### 6.1.2. Otras secciones asociadas

El objeto de su descripción es obtener una panorámica de las relaciones laterales de las diferentes facies descritas en la sección tipo. Con este propósito se han seleccionado algunas secciones realizadas en facies lacustres centrales (Cementerio de Galera, Benamaurel y Este de río Baza) y depósitos de abanico aluvial y facies palustre-lacustres (secciones de yacimiento de Cúllar-Baza, Venta Micena, Canal de San Clemente, Laneros y Carretera Nueva).

**Sección de Cementerio de Galera:** UTM<sub>muro</sub>:386776; UTM<sub>techo</sub>:356768 (CGAL)

La sección del Cementerio de Galera (fig. 6.2) se puede considerar como un ejemplo representativo de transición entre facies lacustres marginales y centrales con cierta influencia fluvial, en ocasiones, considerable. La sección se caracteriza por ser muy heterolítica ya que, además de materiales detríticos, aparecen depósitos químicos lacustres: yeso (Ym) y sílex, dolomías micríticas (DL), calizas micríticas silicificadas (DL), calizas de tipo *grainstone*, lutitas yesíferas-carbonatadas (Fm) y calizas micríticas con yeso que constituyen el "Nivel Calcáreo de Orce". En gran parte de la sección aparecen alternancias de lutitas yesíferas (Fy) y arenas yesíferas (Sy y Scb).

**Sección de Benamaurel:** UTM<sub>muro</sub>:276620; UTM<sub>techo</sub>:296605 (BEN)

La sección de Benamaurel (fig. 6.2) es típica de facies lacustres centrales en las que no aparecen depósitos fluviales o canalizados. Esta sección fue previamente descrita por Calvo Sorando (1999). En tramo inferior afloran 12 m de alternancia de gibsarenitas (Sy) y lutitas masivas (Fm), en ocasiones con cristales de yeso intrasedimentario (Fy). Cabe destacar un nivel de 40 cm de calizas margosas (DL) sobre el cual descansa una alternancia de lutitas grises (Fm) y arenas yesíferas (Sy) con dos capas milimétricas de acumulaciones lumaquéllicas de valvas desarticuladas de *Cerastoderma*. El tramo medio de la sección se presenta como una alternancia de gibsarenitas (Scb) con lutitas (FI-Fm). En los niveles de arenas aparece, frecuentemente, laminación

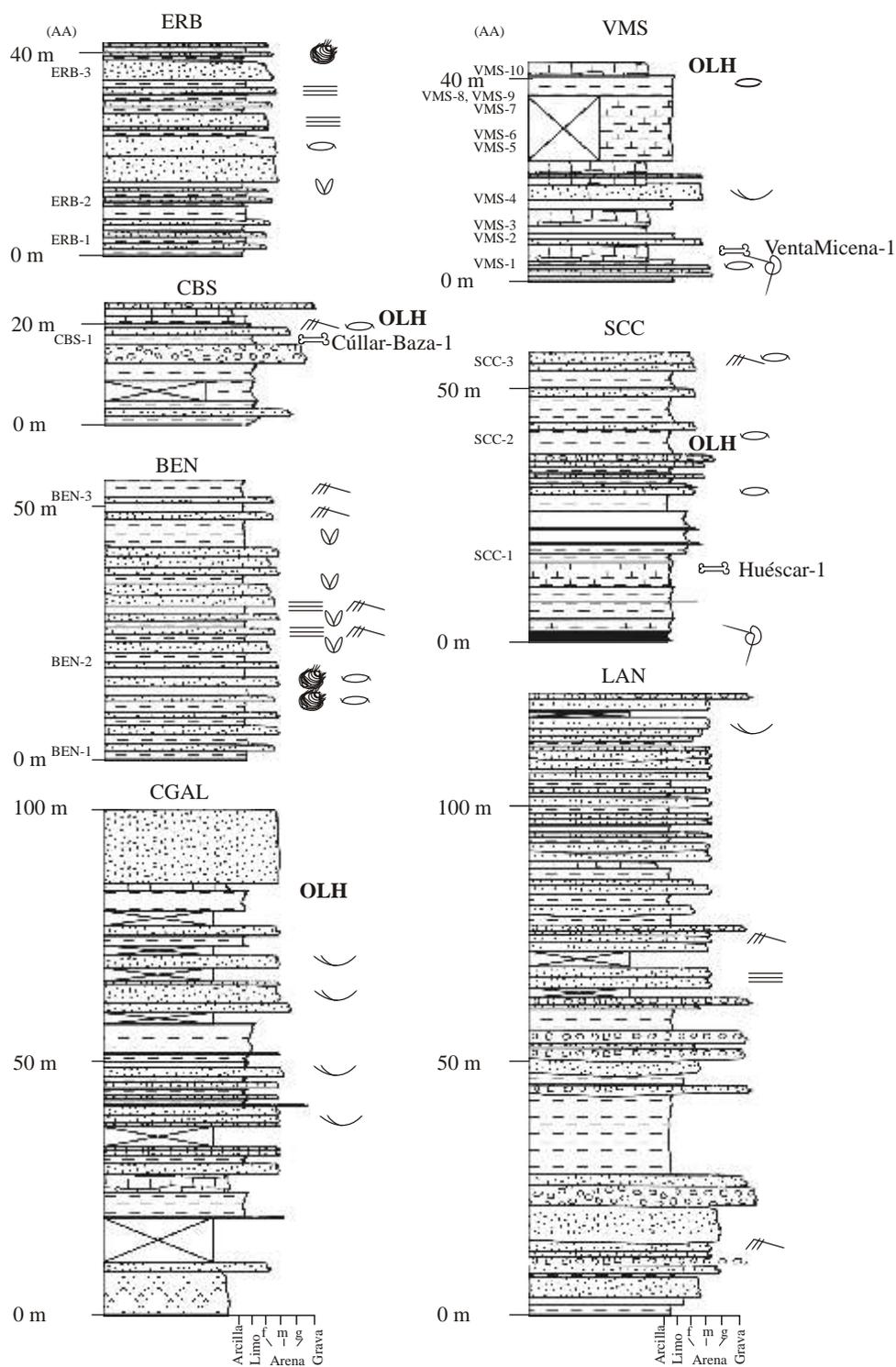


Figura 6.2. Secciones estratigráficas de Cementerio de Galera (CGAL), Laneros (LAN), Benamaurel (BEN), Canal de San Clemente (SCC), Venta Micena (VMS), Este de río Baza (ERB) y Cúllar-Baza (CBS). (AA): muestras de ostrácodos para datación por racemización de aminoácidos. La leyenda se encuentra en la Fig. 6.1. (OLH: Nivel Calcáreo de Orce).

horizontal y de *ripples*. En los niveles lutíticos es frecuente la presencia de microselenita así como grandes cristales de yeso intrasedimentario. También son comunes las costras de yeso. Los cuerpos arenosos son lenticulares con la base plana o ligeramente cóncava y con el techo plano o convexo. En el tramo superior predominan las lutitas (Fm-FI), a veces con cristales de yeso intrasedimentario y niveles finos-medios de yeso detrítico (Sy).

#### Sección del Este de río Baza: UTM<sub>muro</sub>:257527; UTM<sub>techo</sub>:278514 (ERB)

En esta sección (fig 6.2) están representadas las facies lacustres más centrales de la cuenca GBE. La base comienza con 7 m lutitas laminadas de color beige y yeso detrítico de grano fino (Fyl), e incluso tamaño limo; las láminas tienen algunos milímetros de espesor y muestran cierta ondulación. Sobre esta alternancia de yeso detrítico y lutitas se observan 7.5 m de lutitas verdes (Fm) con niveles de yeso detrítico (Sy) y un episodio cristales de yeso intrasedimentario (Fy). La sección termina con más de 25 m de arenas con laminación paralela y de *ripples* (Scb), donde la presencia de ostrácodos es común, a veces constituyendo acumulaciones arenosas bioclásticas de algunos centímetros de espesor. También es frecuente la existencia de niveles lumaquéllicos de conchas articuladas y desarticuladas de *Cerastoderma* sp. y *Corbicula* sp.

#### Sección del yacimiento de Cúllar-Baza: UTM<sub>muro</sub>:387580; UTM<sub>techo</sub>:388585 (CBS)

Según Alonso (1990) en el tramo inferior de esta sección (fig. 6.2) aparecen gravas rojas de mal clasificadas (G) con cemento carbonatado y matriz arenosa con base muy erosiva; los clastos tienen un origen sedimentario y metamórfico (dolomía, caliza, mármol y esquisto). Hay también niveles gruesos de arenas rojas de grano grueso cementadas por carbonato que se presentan vagamente estratificados o masivos (Sm). Asimismo son comunes las intercalaciones de niveles bien desarrollados o incipientes (nódulos) de caliche con escaso desarrollo lateral.

Cerca del techo de la sección hay un cambio brusco en la naturaleza de los materiales ya que aparecen materiales de las facies Fc, Scb y DL. Los depósitos Fc comienzan con un nivel de 30 cm de lutitas de color gris-verdoso con tinciones de pirita oxidada y carbonato; 1m de lutitas negras, claras y marrones con restos de huesos de mamíferos y abundantes gasterópodos de agua dulce y terrestres

con una fina intercalación de calizas lutíticas blancas (DL). A techo aparece un nivel de 2 m de arenas (Scb) bioclásticas (ostracodita) de grano medio con laminación de *ripples* (*climbing ripples*). Los depósitos de la facies DL predominan en el techo de la sección, que finaliza con un nivel de 2.5 m de espesor de margas claras y marrones (Fc) y calizas (DL) que representan el "Nivel Calcáreo de Orce".

#### Sección del yacimiento de Venta Micena: UTM<sub>muro</sub>:527768; UTM<sub>techo</sub>:516764 (VMS)

El yacimiento de Venta Micena-1, una de las localidades paleontológicas más importantes del Pleistoceno de la Península Ibérica (Martínez, 1992), está emplazado cerca de la base de esta sección (fig. 6.2). En el tramo inferior de la sección aparecen materiales depositados por el Abanico Aluvial de Orce: grava con laminación cruzada en surco y arenas (Scb) con intercalaciones rojas lutíticas (Fs) con pseudogley, bioturbación y huellas de raíces. Los restos de invertebrados empleados en la datación mediante el método de racemización de aminoácidos se recogieron en un nivel margoso de 1 m de espesor con grava, materia orgánica, gasterópodos de agua dulce y ostrácodos. Según Anadón *et al.* (1987) el nivel de acumulación de vertebrados se encuentra a techo de un nivel de 3 m de calizas lutíticas mal estratificadas, seguido por 6m de calizas lutíticas, margas, dolomías y margas dolomíticas (DL y Fc) parcialmente recubiertas; a techo aparecen 7 m de gravas canalizadas y arenas (Scb) con laminación cruzada en surco y 3 m dolomías y calizas (DL). Un tramo muy importante de la sección, 17 m, consiste en margas (Fc) parcialmente recubiertas. Cerca del techo se observan 4 m de margas de color beige con gran cantidad de caparzones de *Ammonia* sp. y valvas de *Cyprideis torosa*. A techo aflora el "Nivel Calcáreo de Orce", compuesto por calizas micríticas oquerosas (DL) con restos de gasterópodos de agua dulce.

#### Sección del canal de San Clemente: UTM<sub>muro</sub>:442833; UTM<sub>techo</sub>:455821 (SCC)

En esta sección (fig. 6.2) se encuentra un yacimiento paleontológico datado como Pleistoceno medio, Huéscar-1 (Mazo *et al.*, 1985). Los sedimentos de edad pleistocena descansan discordantemente sobre calizas micríticas oquerosas con gasterópodos de agua dulce del Plioceno (foto 27), deformadas, falladas y plegadas después con abombamiento diapítrico local de rocas salinas del Triásico. El ter-

cio inferior de la sección se caracteriza por la predominancia de lutitas (Fm), donde los colores verdes y grises dominan sobre los marrones. Concentraciones pedogenéticas de carbonato cálcico forman manchas, pequeños nódulos y películas entre las lutitas; se interpreta como una calcreta (Mack y James, 1993). Cerca de la base aparece un nivel de lignito (L) de 20-30 cm de espesor, con gran cantidad de gasterópodos de agua dulce. Con este tramo de la sección se correlaciona directamente el yacimiento paleontológico de Huéscar-1 que, en su caso, está asociado a gravas canalizadas (Scb y G) muy cementadas por carbonato.

A techo del tramo lutítico se encuentra un estrato de 3 m de areniscas (Sf) escasamente cementadas con una intercalación lutítica arenosa, con gran cantidad de valvas de ostrácodos (*Cyprideis torosa*). Este nivel arenoso tiene gran continuidad lateral, extendiéndose a lo largo de una gran distancia, por lo que puede emplearse como nivel guía. Por encima aparece una alternancia (4 m) de arenas amarillas (Sm) y lutitas (Fm) con un nivel de conglomerados masivos (G) de 1 de potencia. A continuación aparecen 4.5 m de sedimentos de grano fino y lutitas grises (Fm) con ostrácodos e intercalaciones de areniscas de color blanco (Sm). Esta sección finaliza con 10.5 m de lutitas masivas verdes, con alguna intercalación masiva arenosa de grano fino a medio y dos niveles muy gruesos de arenas con laminación de *ripples* (climbing *ripples*), laminación flaser y ostrácodos (Scb).

#### Sección de Laneros: UTM<sub>muro</sub>:182733; UTM<sub>techo</sub>:455821 (LAN)

Esta sección (fig. 6.2) se asocia al Abanico Aluvial de Laneros (LAF). Los sedimentos predominantes corresponden a materiales de grano fino, masivos, con alto contenido en carbonato cálcico (Fc). A veces, también aparecen laminados (Fl); se interpretan como mayoritariamente de origen lacustre. En la sección se pueden diferenciar dos tramos. En los primeros 37 m, los colores reducidos (desde un punto de vista geoquímico) son dominantes: blancos, beige claro, o verde claro, mientras que en los restantes 90 m de la sección, predominan los colores rojo o amarillo oscuro con algún nivel carbonatado. Son frecuentes las huellas de decoloración hidromórfica.

En el tramo inferior de la sección son frecuentes palaeocanales con materiales en facies G que representan procesos de "debris flow" (foto 28); cada canal erosiona profundamente los sedimentos la-

custres inferiores, con grandes acanaladuras ("flutes") visibles en la base de los canales. En el tramo superior el comportamiento hidrológico del abanico aluvial de Laneros fue probablemente muy similar al del tramo inferior (colores reducidos), aunque parece que se produjo cierta retracción.

En el tercio superior del tramo superior de la sección, aparecen areniscas de grano grueso cementadas por carbonato cálcico con laminación cruzada en surco (Scb); a techo afloran alternancias de gravas (G), arenas (Sm-Scb) y lutitas (Fm). Las areniscas, que carecen de base erosivas marcadas, se corresponden con depósitos de "debris flow" que alternan con episodios fluviales o, incluso, con lutitas de llanura aluvial y representan un proceso de formación de una bajada "glacis".

La presencia de ostrácodos de los géneros *Potamocypis* y *Candona* las muestras estudiadas indica condiciones lacustres de baja salinidad. El hecho de que falten ostrácodos en muchas muestras indicaría un margen lacustre fuertemente afectado por la llegada de corrientes densas, de baja viscosidad, relacionadas con el Abanico Aluvial de Laneros, procedentes de las margas del Cretácico meteorizadas que afloran extensamente en su cabecera. Es frecuente la presencia de foraminíferos mesozoicos resedimentados.

#### Sección de Carretera Nueva: UTM<sub>muro</sub>:408768; UTM<sub>techo</sub>:402760 (CNU)

La sección de la Carretera Nueva se realizó a lo largo del desvío de la antigua carretera que une las localidades de Huéscar-Galera-Cúllar. Un tramo recientemente realizado y que en una cuesta única recorre prácticamente toda la serie del Plioceno carbonatado lacustre y el Pleistoceno. La abundancia de detritos ligados al Abanico Aluvial de Orce y las yesificaciones que habían hecho imposible de estudio el Corte del Cortijo del Cura, hicieron desistir de su estudio detallado.

La serie (fig. 6.3) se inicia con casi quince metros de materiales carbonatados, calizas, calizas con sílex y margas que están fuertemente replegados con niveles negros ricos en materia orgánica, ocasionalmente visible como fitoclastos carbonizados, mientras que en otras ocasiones los niveles negros no poseen restos de estructuras vegetales preservadas. Los restos de fauna son muy abundantes: gasterópodos, pelecípodos y ostrácodos de agua dulce.

Por encima aparecen otros quince metros de materiales heterolíticos: margas, conglomerados y, sobre

todo, calizas que a techo están fuertemente karstificadas con abundantes huecos de karstificación rellenos de material de descalcificación que *s.l.* se pueden describir como depósitos de "terra rossa". La atribución de este tramo al "Plioceno calcáreo" o al Pleistoceno es dudosa.

Tras cerca de diez metros recubiertos aparece un potente episodio de depósitos de canal con potentes gravas en la base con estratificación cruzada planar y varias secuencias de arenas canalizadas bien definidas por episodios lutíticos a techo, terminando en unos seis metros de arenas finas-muy finas, con cemento yesífero en tres cosets plurimétricos que muestran laminación horizontal de baja energía y *ripples*. En el paquete central, bien definido en una berma del lado derecho de la carretera (dirección Cúllar) se

observó un gran clasto sobresaliente que resultó ser un tronco silicificado (opalizado) que fue transportado por flotación en episodios canalizados de baja energía.

A continuación la serie se hace predominantemente arenosa con más de 25m de arenas yesíferas con cemento yesífero entre las que se intercalan algunas pasadas calcáreas (con yeso) y yesífero-lutíticas.

A continuación aparecen 5.5m de calizas arcillosas con intercalaciones de arenas y lutitas, que se identifican claramente con el "Nivel Calcáreo de Orce" ya que dan una extensísima llanura estructural "la Mesa de Galera".

Por encima de las calizas un nivel de gravas canalizadas marca la base de potentes niveles de arenas yesíferas, más de 11m, que marcan el final del cor-

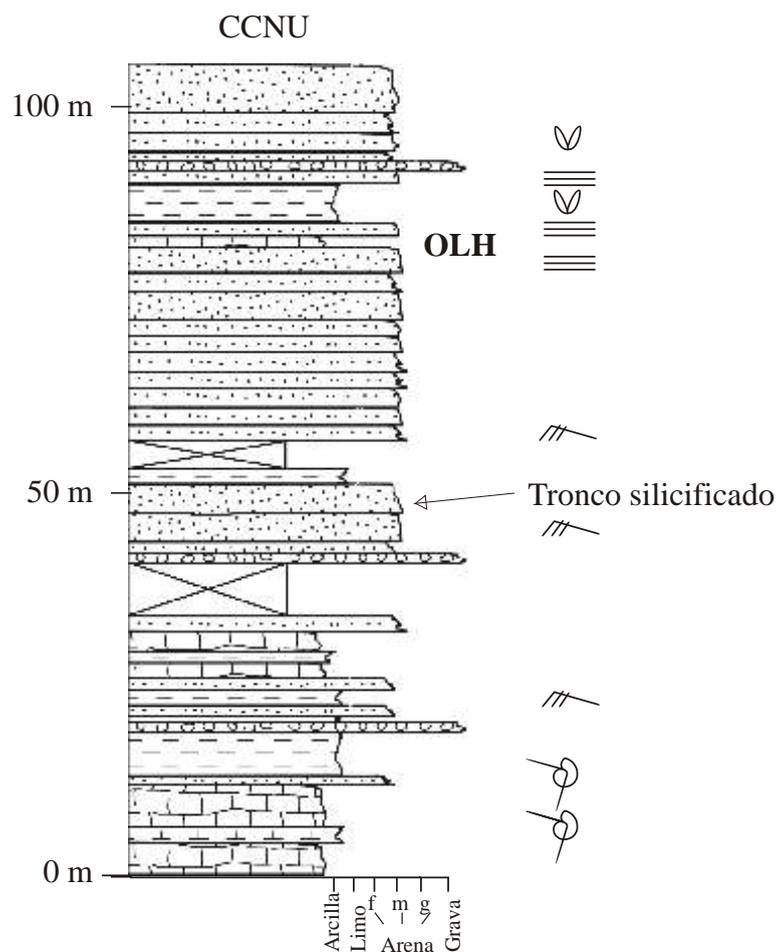


Figura 6.3. Sección estratigráfica de Carretera Nueva (CNU). La leyenda se encuentra en la Fig. 6.1. (OLH: Nivel Calcáreo de Orce).

te. En estas arenas aparecen dispersos o en niveles discretos, nódulos de sílex opaliforme como el que fosiliza el fitoclasto objeto de estudio.

El Abanico Aluvial de Orce tiene en su zona apical yesos del Triásico (María ya en la provincia de Almería) y del Messiniense (Cerro de las Canteras en Granada) que junto con las surgencias salinas de Orce y de Huescar crearon un entorno hipersalino en el que fácilmente se dieron condiciones para una silicificación rápida.

## 6.2 Cronoestratigrafía

Para el establecimiento de la estratigrafía del sector occidental de la cuenca de Guadix-Baza (GBE) se ha realizado análisis del paleomagnetismo en las rocas y de la racemización de aminoácidos en fósiles.

Según los estudios paleomagnéticos previamente publicados (Oms *et al.*, 1994; Agustí, *et al.*, 1999) y datos propios Ortiz (2000) se ha sintetizado la magnetoestratigrafía de la sección tipo de la cuenca GBE (fig 6.4). Además, con la ayuda del método de racemización de aminoácidos se ha establecido la aminoestratigrafía de las diversas secciones estratigráficas descritas anteriormente, así como la cronoestratigrafía de la sección tipo de la cuenca GBE (Ortiz, 2000 ligeramente modificado en Ortiz *et al.*, en prep.), que confirma los resultados de la magnetoestratigrafía.

Para el análisis de aminoácidos se seleccionaron ostrácodos ya que tienen características que los hacen ser particularmente útiles para datar mediante este método (cf. Ortiz, 2000; Ortiz *et al.*, 2002):

- 1) La alta cantidad de aminoácidos presentes en las valvas permite analizar una muestra menor (10-20 mg) comparado con el peso necesario de otros materiales (80 mg). Con un equipo de cromatografía líquida de alta resolución (HPLC), incluso una sola valva puede ser suficiente para realizar un análisis (cf. Kaufman, 2000).
- 2) Hay que considerar que para un análisis por cromatografía de gases se emplean muestras que contienen entre 1500 y 2000 valvas, con lo que el error debido a la muestra es muy bajo y los resultados son estadísticamente significativos y repetitivos.

Además, en algunos ambientes los ostrácodos son muy abundantes y, en ocasiones, constituyen los únicos restos presentes.

Desgraciadamente en la zona central (Galera-Cortijo del Cura) casi la totalidad de las valvas de los ostrácodos estaban totalmente sustituidas por yeso y, por consiguiente, los aminoácidos fueron destruidos. En las muestras de la sección de Laneros las valvas recogidas no fueron suficientes para realizar análisis en GC.

### 6.2.1 Paleomagnetismo

Para el estudio del magnetismo remanente en las rocas se recogieron un total de 168 muestras en la sección tipo de GBE. Las muestras se tomaron mediante perforación y orientación "in situ" con un equipo Pomeroy D-2801. Tras eliminar la parte de alteración superficial se prepararon testigos cilíndricos que se midieron en el laboratorio de paleomagnetismo del Instituto de Física del Globo I.P.G.P. en París, empleándose un magnetómetro criogénico 2G vertical. Todas las muestras se sometieron a desmagnetización térmica hasta 600°C en escalas de 50°C en un horno PYROX de bajo gradiente térmico. En cada paso se midió la susceptibilidad magnética con un equipo Kappabridge KLY-2 (fotos 29, 30).

Las muestras recogidas en la base de la sección tipo de GBE muestran un cambio de polaridad magnética de normal a inversa en el metro 18 (fig. 6.4), que se interpreta como el fin del cron Olduvai, es decir, el límite Plio-Pleistoceno, establecido en 1.77 Ma (Cande y Kent, 1995). Esta interpretación está basada en la edad del yacimiento paleontológico de Cortes de Baza (localizado aproximadamente en el metro 108 de la sección) que, según Agustí (1986), pertenece al Pleistoceno inferior.

El paleomagnetismo del restante tramo inferior de la sección tipo de GBE (sub-sección de Cortes de Baza) fue previamente estudiada por Oms *et al.* (1994) y completada por Ortiz (2000) quienes encontraron polaridad negativa que, de acuerdo a los datos paleontológicos (Agustí, 1986) y a los resultados del análisis de aminoácidos que se presentarán más adelante, se sitúa en la Magnetozona Matuyama (Pleistoceno inferior). La polaridad normal registrada en el tramo superior de la sección de GBE se atribuye a la Magnetozona Brunhes.

La reversión negativa encontrada cerca del techo de la sección de GBE se puede asignar tanto a los

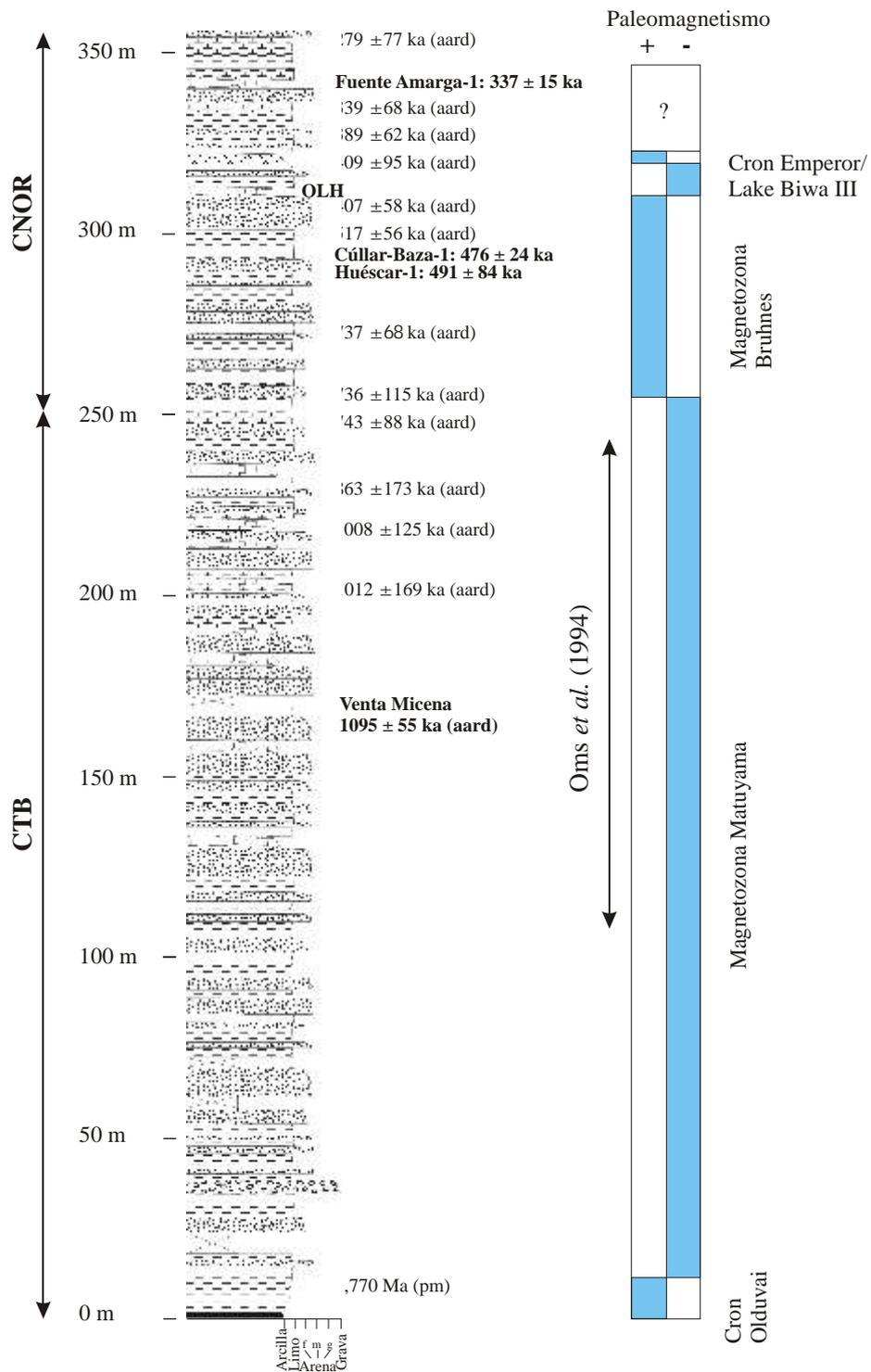


Figura 6.4. Cronoestratigrafía (magnetoestratigrafía, aminocronología y litoestratigrafía) de las sección tipo de GBE y de algunos yacimientos significativos. Algunos datos paleomagnéticos se han tomado de Oms et al. (1994). Las dataciones aminocronológicas son de Ortiz (2000) ligeramente modificadas en Ortiz et al. (in prep). La leyenda se encuentra en la Fig. 6.1.

eventos paleomagnéticos negativos Emperor (419 ka) o Lake Biwa III (ca. 412 ka).

## 6.2.2 Aminostratigrafía y Aminocronología

La aminostratigrafía consiste en “situar en orden estratigráfico” localidades geológicas, palaeontológicas y arqueológicas en las que los fósiles se han mantenido en similares condiciones ambientales, geoquímicas y de historia térmica (foto 31).

Los ostrácodos recogidos en los distintos niveles muestreados pertenecen, en la mayor parte de los casos a la especie *Cyprideis torosa* (Jones), a excepción de Venta Micena-1, donde las valvas recogidas pertenecen a dos géneros, *Ilyocypris* (Superfamilia Cypridacea) y *Cyprideis* (Superfamilia Cytheracea). A pesar de que el proceso de racemización depende del género, estudios previos (McCoy, 1988; Oviatt *et al.*, 1999; Kaufman, 2000) solamente encontraron ligeras diferencias entre los ratios D/L ratios de distintos grupos filogenéticos.

### Método de racemización de aminoácidos

Las muestras recogidas en campo se pasaron en húmedo por tamices con mallas de 0,25 mm, se secaron a temperatura ambiente y se estudiaron en una lupa binocular para determinar la litología y especies presentes. Los ostrácodos se limpiaron con agua y en baño de ultrasonidos. Posteriormente se separaron 15-20 mg de ostrácodos.

Las muestras se prepararon de acuerdo con el método propuesto por Goodfriend (1991) y Goodfriend y Meyer (1991) que de forma resumida como sigue: hidrólisis de las proteínas de la concha mediante HCl 12N y 6N, a 100°C durante 20 h. Después de una liofilización se procede a su derivatización: primero, esterificación con cloruro de tionilo en isopropanol, para después, añadir ácido anhídrido-trifluoroacético (25% en diclorometano). Posteriormente las muestras se disuelven en n-hexano y se inyectan en un cromatógrafo de gases modelo Hewlett-Packard 5890 A (II) con un inyector automático HP 6850. El gas portador es helio y se usó una columna Chirasil L-Val de 25 m de longitud. El detector es un NPD a 300°C y el análisis de los picos se llevó a cabo en el programa de HP PEAK 96.

### Aminostratigrafía

Para establecer la aminostratigrafía de la cuenca GBE se seleccionaron los ratios D-allo/L-Ileisoleuci-

na, D/L Leucina, D/L ácido aspártico y D/L ácido glutámico debido a su fiabilidad. Según Torres *et al.* (2000) la isoleucina y la leucina son los aminoácidos más fiables en la datación de muestras antiguas y Kaufman (2000) usa el ácido aspártico y el ácido glutámico en análisis de ostrácodos.

Las muestras se recogieron no sólo en la sección estratigráfica tipo y en las secciones asociadas, sino también en otras localidades de GBE, cuya posición estratigráfica se estableció por medio de la datación relativa (trabajo de campo), (Tabla 6.1), y en las que se recogieron valvas de la especie *Cyprideis torosa*.

Para el establecimiento de la aminostratigrafía se emplearon un total de 112 muestras. En primer lugar se realizó un análisis cluster, empleando distancia euclídea y “complete linkage” (fig. 6.5), que diferenció cinco agrupaciones (aminozonas 1-5) cuyos estadísticos se encuentran en la tabla 6.2. La separación en estas cinco aminozonas no significa que dentro de cada una los valores de racemización aparezcan desordenados; de hecho, se presentan en “orden cronoestratigráfico” estando los valores de racemización más altos en la base de cada aminozona. Ligeras desviaciones se pueden explicar por el factor de error de muestra.

En función de las aminozonas definidas las secciones estratigráficas asociadas se correlacionan, además, con la sección tipo de la cuenca GBE de la manera propuesta en la fig. 6.6 en la que el “Nivel Calcáreo de Orce” presenta como un excelente nivel guía debido tanto a su continuidad, que se comprueba mediante trabajo de campo, como por la homogeneidad de los datos aminostratigráficos obtenidos en las numerosas muestras recogidas en su base. La sección de Laneros fue correlacionada tentativamente debido a la falta, por el momento, de análisis sistemáticos de muestras de aminoácidos.

### Aminocronología

Para el establecimiento de la cronología de la sección tipo de la cuenca de GBE se emplearon los resultados del análisis de racemización de aminoácidos en ostrácodos y los datos del paleomagnetismo.

Los algoritmos de cálculo de edad a partir de los ratios de racemización de ostrácodos que se han empleado fueron definidos recientemente a partir de niveles datados previamente (*cf.* Ortiz *et al.*, en prensa). Se basaron en los propuestos por Goodfriend (1987) con ajuste a la raíz cuadrada del

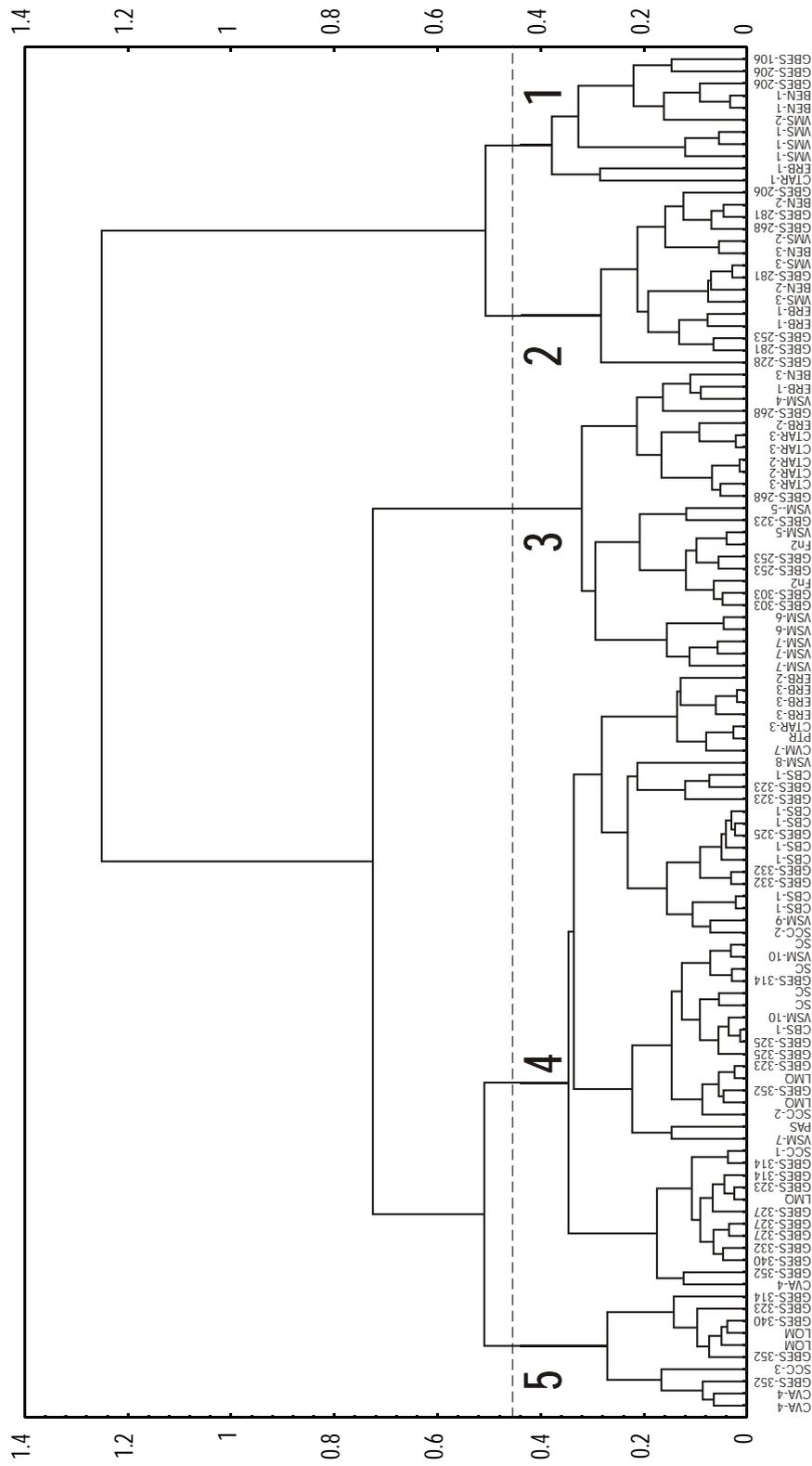


Figure 6.5. Analisis cluster de los ratios de racemización/epimerización de la isoleucina, leucina, ácido aspártico y ácido glutámico en muestras de ostrácodos de las secciones estratigráficas de GBE. Los cinco grupos diferenciados representan aminozonas.

tiempo. Para la isoleucina, leucina, fenilalanina y ácido glutámico la mejor aproximación se obtuvo con el tiempo. Los algoritmos son:

Para la isoleucina:

$$t = 106.67 + 370.04 \ln \left[ \frac{D - \text{allo} / L - \text{Ile}}{0.565 - \frac{D / L}{1 + D - \text{allo} / L - \text{Ile}}} \right]; r = 0.945, p = 0.000$$

Para la leucina:

$$t = -0.8918 + 486.20 \ln \left[ \frac{1 + D / L}{1 - D / L} \right]; r = 0.957, p = 0.000$$

Para el ácido aspártico:

$$\sqrt{t} = -2.666 + 18.027 \ln \left[ \frac{1 + D / L}{1 - D / L} \right]; r = 0.991, p = 0.000$$

Para la fenilalanina:

$$t = -51.80 + 513.59 \ln \left[ \frac{1 + D / L}{1 - D / L} \right]; r = 0.916, p = 0.000$$

Para el ácido glutámico:

$$t = -39.59 + 622.25 \ln \left[ \frac{1 + D / L}{1 - D / L} \right]; r = 0.988, p = 0.000$$

Las muestras cercanas a la base de la sección tipo (metro 18) muestran un inversión de la polaridad paleomagnética de normal a inversa (Fig. 6.4) que se interpretó como el fin del cron Olduvai (es decir, el límite Plio-Pleistoceno) establecido en 1.77 Ma (Cande y Kent, 1995). Esto se corresponde con el análisis de aminoácidos de las valvas de *Cyprideis torosa* de la muestra CBS-10: los ratios D/L de los diferentes aminoácidos son altos (tabla 6.3); de hecho, el ratio D-allo/L-Ile es 1.27 (el ratio D-allo/L-Ile de muestras que alcanzan el estado racémico tienen valores de 1.3) y el ratio D/L de la leucina es 0.89. Esto significa que esa muestra es más antigua que ca. 1.3 o 1.4 Ma, que es el límite del método de racemización de aminoácidos en la Península Ibérica (Torres et al., 1994).

Introduciendo los ratios D/L de los ostrácodos (*Cyprideis torosa* en casi todos los casos) de las dife-

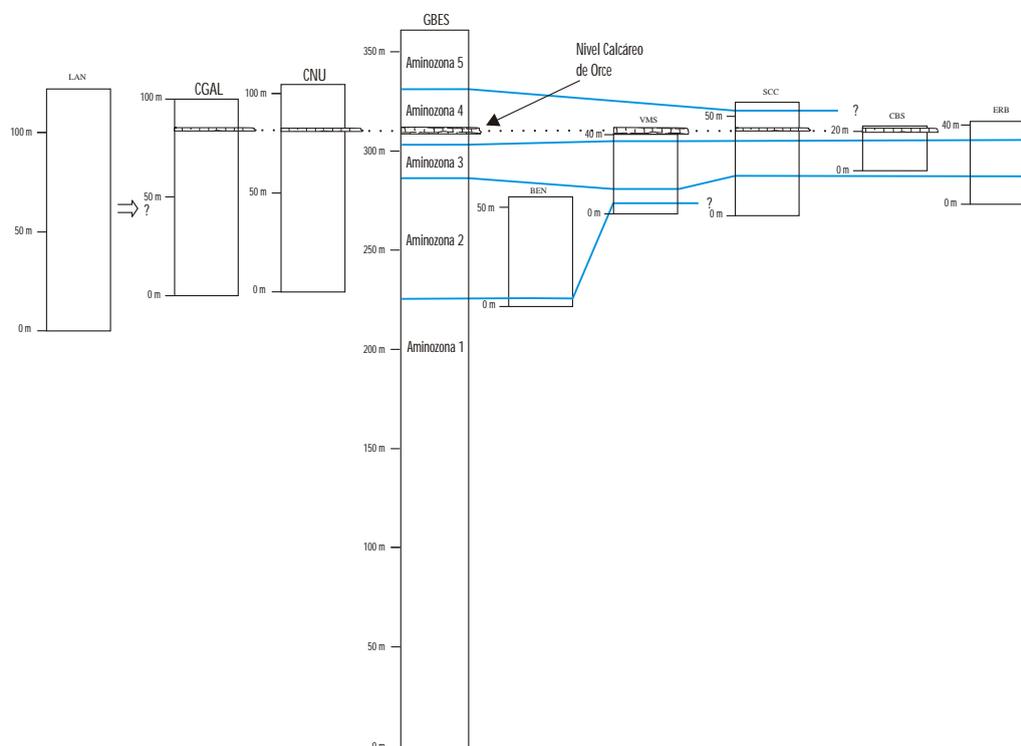


Figura 6.6. Correlación aminoestratigráfica y litoestratigráfica de las secciones estratigráficas de GBE.

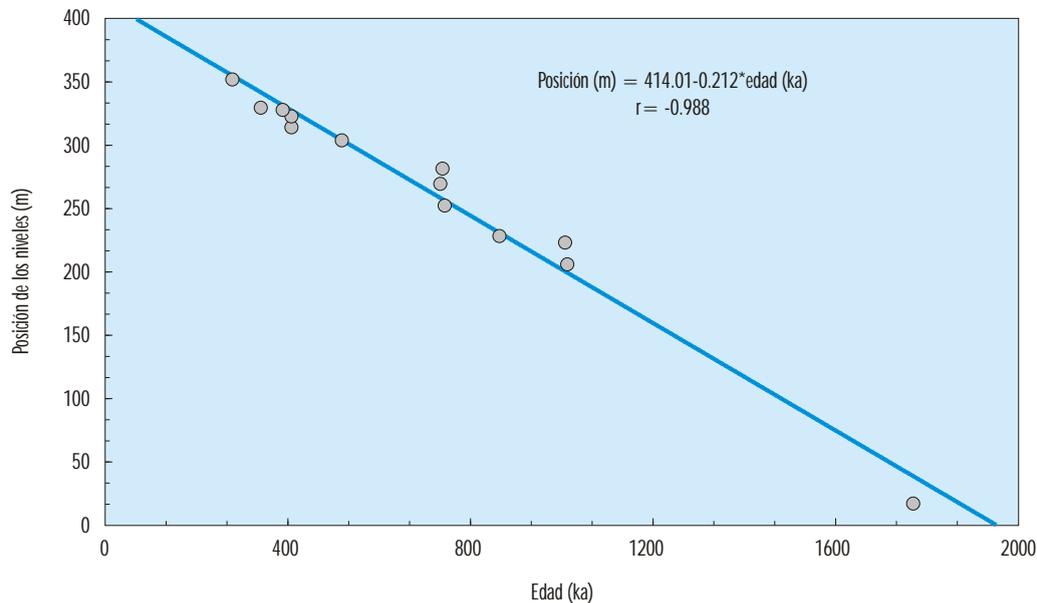


Figura 6.7. Correlación entre la posición de los niveles estratigráficos de la sección estratigráfica tipo de GBE desde la base a techo (m) y las dataciones (ka).

rentes localidades en los algoritmos descritos anteriormente, se obtienen las dataciones numéricas de la [tabla 6.4](#).

Además, se comprobó que la identificación del límite de las Magnetozonas Matuyama/Brunhes (ca. 780 ka) está localizado aproximadamente en el metro 260 de la sección es correcta. De hecho, las muestras CBS-253 y CBS-268 se dataron en  $743 \pm 88$  ka y  $736 \pm 115$  ka, respectivamente.

Asimismo las edades de las muestras CBS-323 ( $409 \pm 95$  ka) y CBS-314 ( $407 \pm 50$  ka) concuerdan con la atribución del evento de polaridad inversa localizado entre los metros 314 y 323, al cron Emperor (419 ka) o Lake Biwa III (412 ka). El techo de la sección tipo de la cuenca GBE se ha datado en  $279 \pm 77$  ka. En la figura 6.4 se recoge la cronoestratigrafía de la sección tipo de la cuenca GBE, donde además se sitúan algunos yacimientos paleontológicos significativos.

### Tasas de sedimentación

Empleando las dataciones obtenidas mediante el paleomagnetismo y el análisis de aminoácidos se

ha calculado la tasa de sedimentación media de la cuenca GBE durante el Pleistoceno. Para ello se emplearon dos muestras: la primera, la muestra CBS-18, que se corresponde con el fin del cron Olduvai (1.77 Ma) y la muestra CBS-352, cerca del techo de la sección datada en  $279 \pm 77$  ka, resultando  $Sr = 4.464$  ka/metro ([fig 6.7](#)).

La linealidad de la correlación obtenida se explica por el elevado porcentaje de arenas existentes en la sección tipo que solamente se compactan ligeramente. Smith y Rosen (1997) obtienen relaciones lineales similares en un sondeo profundo realizado en una cuenca "Basin and Range" de Estados Unidos. El aspecto esponjoso del "nivel de incendio" es otro argumento a favor de la falta de una compactación importante en la sección estudiada.

Debido a las características estructurales de la zona este de la cuenca GBE, donde se levantó la sub-sección de Norte de Orce, se puede suponer que la tasa de subsidencia fue diferente ya que el basamento, constituido por calizas del Jurásico, está cercano a la superficie. En esta sub-sección se calculó una tasa de sedimentación local, resultando un valor  $Sr = 6.055$  ka/metro (entre las muestras

Tabla 6.1.  
Localización geográfica de muestras de ostrácodos para datación por racemización de aminoácidos de la cuenca GBE.

Muestra	Coordenadas (UTM)	Altura (m)
CVA4	449769	960
LQM	419816	900
PAS	278777	865
SC	258776	890
PTR	227717	900
FN-2	521744	980
CTAR1	303728	765
CTAR2	303732	780
CTAR3	297740	815

CBS-269 y CBS-323). También se calculó la tasa de sedimentación de la sección Cortijo del Negro, resultando  $Sr = 4.586$  ka/metro (entre las muestras CBS-323 y CBS-352).

Ambos valores son menores que los obtenidos para la tasa general. Tampoco se puede descartar que la tasa de sedimentación disminuya a medida que la cuenca se vaya colmatando.

Estos resultados permiten deducir que el límite del método de racemización de aminoácidos en la Península Ibérica supera 1.1 Ma, lo que coincide con la estimación de Torres *et al.* (1994) en base a resultados obtenidos a partir de gasterópodos, pudiéndose alcanzar los 1.3-1.4 Ma.

### 6.3 Cronología general de la cuenca

Además de la datación de la sección tipo, se ha establecido la edad de distintas localidades de la cuenca GBE (Torres *et al.*, 1997; Ortiz *et al.*, 2000) a partir del método de racemización de aminoácidos: niveles cercanos a los yacimientos paleontológicos de Venta Micena-1, Huéscar-1, Cúllar-Baza-1, Fuente Amarga-1 y una terraza fluvial próxima a la localidad de Huéscar. En lo que respecta a la terraza

fluvial cercana a la localidad de Huéscar, se trata de depósitos de llanura aluvial/relleno de canal posteriores al comienzo de los procesos de incisión fluvial y vaciado de la cuenca.

El estudio de las muestras reveló la presencia de numerosos gasterópodos en todos ellos así como de la especie *Cyprideis torosa* (Jones) en Cúllar Baza-1, Huéscar-1 y Venta Micena. En Fuente Amarga-1 los gasterópodos determinados fueron *Helix* sp. y *Lymnaea* sp, en Cúllar Baza-1 y en Huéscar-1 fueron *Helix* sp., mientras que en Venta Micena se encontraron *Radix* sp., *Helix* sp. y fragmentos indeterminados. En la terraza fluvial próxima a la localidad de Huéscar no se observaron ostrácodos pero sí los gasterópodos *Lymnaea* sp. y *Potamides* sp.

A partir de los ratios de la leucina y allo/isoleucina de los ostrácodos y de los ratios de los gasterópodos se obtuvo la edad para cada una de las localidades que se han situado en la [figura 6.4](#):

- Venta Micena:  $1095 \pm 55$  ka
- Huéscar-1:  $491 \pm 84$  ka
- Cúllar-Baza-1:  $476 \pm 24$  ka
- Fuente Amarga-1:  $337 \pm 15$  ka
- Terraza fluvial cercana a Huéscar:  $239 \pm 47$  ka

Tabla 6.2.

Media (m) y desviación típica (s) de los ratios D/L de la isoleucina, leucina, ácido aspártico y ácido glutámico D/L que caracterizan a las aminozonas de ostrácodos diferenciadas en GBE (n: número de muestras de cada grupo).

Aminozona	D-allo/L-Ile	D/L Leu	D/L Asp	D/L Glu
1 (n=11)	1.083±0.091	0.729±0.098	0.759±0.037	0.687±0.086
2 (n=15)	0.832±0.072	0.606±0.082	0.705±0.035	0.579±0.039
3 (n=25)	0.678±0.067	0.457±0.066	0.637±0.062	0.469±0.052
(n=51)	0.504±0.046	0.380±0.057	0.549±0.049	0.382±0.036
5 (n=10)	0.316±0.037	0.280±0.072	0.492±0.026	0.344±0.042

Tabla 6.3.

Media (m) y desviación típica (s) de los ratios D/L de la alanina, isoleucina, leucina, ácido aspártico y ácido glutámico D/L de la muestra CBS-10.

Muestra	D/L ala m s	D-allo/L-Ile m s	D/L Leu m s	D/L Asp m s	D/L Glu m s
CBS-10	0.93 0.01	1.27 0.01	0.89 0.03	0.74 0.01	0.80 0.02

Tabla 6.4.

Dataciones mediante el método de racemización de aminoácidos en ostrácodos y paleomagnetismo (pm) de la sección estratigráfica tipo de la cuenca de Guadix-Baza.

Muestra	Metro	Dallo/L-Ile	D/L Leu	D/L Asp	D/L Phe	D/L Glu	Edad	Nº Análisis
CBS-206	206.5	0.997±0.021	0.710±0.030	0.780±0.066	0.805±0.007	0.703±0.083	1012 ± 169	3
CBS-223	223.8	1.045±0.035	0.735±0.007	0.820±0.014	0.780±0.000	0.725±0.092	1008 ± 125	2
CBS-228	228.1	0.819±0.000	0.828±0.000	0.711±0.000	0.678±0.000	0.594±0.000	863 ± 173	1
CBS-253	253.0	0.725±0.046	0.570±0.061	0.700±0.013	0.502±0.035	0.534±0.042	ca. 800 (pm) 743 ± 88	5
CBS-268	269.3	0.736±0.055	0.544±0.055	0.683±0.040	0.519±0.094	0.579±0.100	ca. 760 (pm) 736 ± 115	6
CBS-281	281.2	0.877±0.046	0.603±0.031	0.687±0.004	0.603±0.029	0.599±0.007	737 ± 68	3
CBS-303	303.4	0.675±0.021	0.490±0.014	0.605±0.021	0.435±0.007	0.445±0.007	517 ± 56	2
CBS-314	314.0	0.520±0.071	0.373±0.051	0.534±0.006	0.436±0.099	0.376±0.037	407 ± 58	5
CBS-323	323.3	0.529±0.106	0.397±0.098	0.522±0.016	0.429±0.085	0.397±0.031	ca.412-419 (pm) 409 ± 95	7
CBS-327	327.1	0.492±0.011	0.397±0.031	0.492±0.004	0.430±0.040	0.342±0.015	389 ± 62	3
CBS-330	329.8	0.395±0.037	0.336±0.001	0.481±0.054	0.320±0.000	0.40±0.000	339 ± 68	3
CSU-352	352.5	0.332±0.001	0.279±0.081	0.441±0.019	0.346±0.051	0.325±0.005	279 ± 77	3

Cabe señalar que las edades obtenidas son similares a las obtenidas por Torres *et al.* (1997) y Torres *et al.* (1995).

Asimismo es significativo la resolución de las controversias acerca de la edad de dos yacimientos paleontológicos: Venta Micena-1 pertenece al Pleistoceno inferior mientras que Huéscar-1 se incluye en el Pleistoceno medio. Además estudios del paleo-

magnetismo de los materiales que constituyen este último yacimiento muestran una polaridad positiva.

Los resultados obtenidos indican que los procesos erosivos que afectaron a la cuenca fueron inmediatamente posteriores al término de la sedimentación después de haber datado en  $239 \pm 47$  ka una terraza fluvial encajada en materiales más antiguos cercanos a Huéscar.



29-Tomando muestras para paleomagnetismo en la excavación paleontológica del yacimiento de Huéscar-1.



---

30-Tomando muestras (testigos) para el análisis de paleomagnetismo en la base de la sección de CTB, justo en el límite Matuyama-Bruhnes.

---

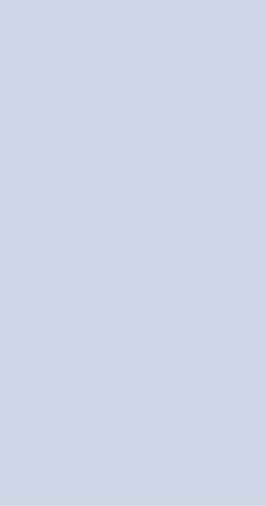


---

31-Desmuestres en alternancias de arenas y lutitas lacustres con ostrácodos de la sección estratigráfica de Cortes de Baza (CTB).

---

Página en blanco



## 7. Paleobiología: interpretación paleoambiental



## 7. Paleobiología: interpretación paleoambiental

## 7.1. Paleobiología de invertebrados

En este capítulo se van a describir las diversas especies de invertebrados determinadas en las muestras recogidas a lo largo de la sección tipo del sector este de la cuenca de Guadix-Baza y sus características ecológicas.

Los ostrácodos son los fósiles más abundantes en las muestras estudiadas, siendo en la mayor parte de ellas la única fauna presente. Además, ocasionalmente, se han encontrado foraminíferos y gasterópodos y pelecípodos. Para concluir este capítulo se realizará una interpretación paleoambiental únicamente a partir de las asociaciones de las diversas especies de ostrácodos determinadas en cada muestra ya que en la mayor parte de los casos, la existencia de otro tipo de fauna es irrelevante.

Se recogieron un total de 674 muestras (con un peso de aproximadamente 3 kg) aproximadamente cada 40-50 cm a lo largo de la sección tipo, que fueron tamizadas (a 2.5 cm y 250  $\mu\text{m}$ ) y estudiadas bajo una lupa binocular.

Cada fracción se estudió con una lupa binocular tipo Wild, que posee un máximo de 50 aumentos y un mínimo de 6, y un microscopio Nikon 78544, 1.25 x, este último para observar las impresiones musculares de los ostrácodos. La metodología seguida fue la siguiente:

- ❑ Descripción litológica y análisis mineralógico de la muestra.
- ❑ Descripción de flora (carofitas) y fauna fósiles (ostrácodos, foraminíferos, gasterópodos, lamelibranquios, vertebrados, etc).
- ❑ Determinación de las distintas especies de ostrácodos.
- ❑ Recuento del número de individuos de cada una de las especies de ostrácodos así como de foraminíferos, para calcular los porcentajes, con el objeto de hacer una valoración ecológica, registrando algunas características de los caparazones (por ejemplo, grosor, color, presencia de espinas o nodos, etc).
- ❑ Recogida de ostrácodos para datación y análisis geoquímicos.

### 7.1.1 Ostrácodos

Los ostrácodos pertenecen al filum Arthropoda (Crustacea, Entomostracea). Su cuerpo es subova-

lado, corto, comprimido lateralmente y está incluido en un caparazón constituido por dos valvas articuladas dorsalmente. Viven entre 3-5 semanas a 1 año o más (Delorme, 1978) y entre fósiles y formas vivientes se conocen alrededor de 40.000 especies (McKenzie, 1983). Su tamaño oscila entre 0,2 mm y 8 cm y el caparazón está formado, fundamentalmente, por calcita con bajo contenido en magnesio, aunque están presentes otros iones, en forma de elementos traza, como pueden ser Sr, K, Na, Si, Al, y Ba (Sohn, 1958; Cadot y Kaesler, 1977; Bordegat, 1979, 1985).

Según Sohn (1958) el 80-90% del caparazón es carbonato cálcico y el 2-15% materia orgánica. Sufren de 7 a 9 mudas hasta llegar al estado adulto, que se produce en la novena. La formación de la concha tiene lugar en un tiempo muy pequeño, en pocas horas (Turpen y Angel, 1971) y, a medida que mudan, añaden apéndices.

Los ambientes en los que habitan los ostrácodos son muy variados, encontrándose tanto en aguas saladas (marinas), como dulces (continentales) y de transición (salobres). En ambientes marinos la diversidad de foraminíferos supera a la de ostrácodos, pero en ambientes transicionales y continentales, los ostrácodos constituyen, en muchas ocasiones, la única fauna presente. Se han detectado, también, en climas muy variados, desde subpolares a tropicales y desde batimetrías profundas a someras. La gran mayoría vive en el fango, es decir, son bentónicos aunque hay también algunos planctónicos o nectónicos.

Los ostrácodos están afectados por una serie de factores que influyen en su supervivencia, densidad de población, diversidad de específica, etc. En general la distintas características límite de las diferentes especies de ostrácodos son bien conocidas por lo que se puede llegar a reconstruir las condiciones del medio en el que se desarrollaron. Los factores que afectan a su aparición, diversidad, distribución y productividad son, entre otros:

- ❑ Temperatura.
- ❑ Composición iónica del agua y concentración.
- ❑ Contenido en oxígeno.
- ❑ Sustrato y características del medio (tamaño de grano, profundidad de la masa de agua, energía, turbidez y permanencia de la lámina de agua (Holmes, 1992).
- ❑ Alimentación.
- ❑ Depredadores.

De todos ellos la salinidad puede que sea el factor dominante y decisivo que determina la presencia o ausencia de especies: actúa sobre su diversidad específica y sobre aspectos morfológicos. En general, la salinidad afecta inversamente a la diversidad específica, aunque según De Deckker y Forester (1988) cuando las aguas están saturadas o supersaturadas de carbonato de calcio se desarrollan más especies que en las insaturadas. Por lo general, se conocen bien los valores de tolerancia a la salinidad de las diversas especies de ostrácodos.

No sólo la salinidad afecta a la diversidad específica. También el ión predominante tiene su importancia; así, según Carbonel *et al.* (1988) indican la presencia de distintas asociaciones de ostrácodos en función de dos tipos de vías de concentración de sales en los lagos: la salina neutral (cloruros y clorosulfatos), con predominancia de un conjunto monoespecífico del género *Cyprideis*, al que se une, en ocasiones, *Cyprinotus*, y la vía carbonatada, que se caracteriza por una mayor diversidad de especies, predominando el género *Lymnocythere* cuando se incrementa la concentración.

En resumen, la asociación de especies permitirá la estimación de los límites de la salinidad y características del medio.

En el sector este de la cuenca de Guadix-Baza se ha determinado la presencia de veinte especies y un género de ostrácodos, todos ellos pertenecientes al Orden *Podocopida* y al Suborden *Podocopina*. Sus características ecológicas se recogen a continuación:

- *Candona angulata* Müller. Habita en aguas oligo o mesohalinas, con salinidades comprendidas entre 0.4 ‰ (Wagner *et al.*, 1957) y 14.0 ‰ (De Deckker, 1981). Es común en los márgenes lacustres (Diebel y Pietrzeniuk, 1984).
- *Candona* cf. *bitruncata* Carbonel. Existen escasas referencias acerca de la ecología de esta especie; se ha encontrado en las terrazas travertínicas de Priego (España central) y en el lago de Bañolas (Gerona, Spain) (Ortiz, unpubl.). Ambos medios se caracterizan por aguas ricas en carbonatos y baja salinidad.
- *Candona neglecta* Sars (foto 32). Típica de aguas dulces y ligeramente salinas (Elofson, 1941, en Neale, 1988) hasta salinidades de 15.7 ‰ (De Deckker, 1981). Es una especie estenoterma fría (Molinari, 1970).
- *Candona marchica* (Hartwig). Común en charcas de agua dulce (Lüttig, 1955) con salinida-

des comprendidas entre 1.4 y 4 ‰ (De Deckker, 1981).

- *Potamocypris zschokkei* (Kaufmann). Según Meisch (1984) es coespecífica con *Potamocypris hambergi* Alm, *Potamocypris wolffi* Brehm, *Potamocypris compacta* Klie, *Potamocypris pyrenaica* Margalef, *Potamocypris foxi*, Sywula and *Potamocypris tarnogradskyi* Bronstein. Es una especie crenobionta y estenoterma de aguas frías, preferentemente someras y ligeramente corrientes (Meisch, 1984; Mezquita *et al.*, 1999). Según Margalef (1946) y Mezquita *et al.* (1999) *Potamocypris zschokkei* aparece en aguas carbonatadas y fuentes, en climas húmedos.
- *Potamocypris villosa* (Jurine). Especie cosmopolita (Meisch, 1985, Baltanás, 1992) que se encuentra en arroyos, lagunas y lagos (Meisch, 1985; Baltanás, 1992), así como en fuentes y cuerpos de agua con aguas lentas en las que hay plantas acuáticas. Al igual que *Potamocypris zschokkei*, es típica de zonas lluviosas (Margalef, 1946) y aguas frías (Bilan, 1988).
- *Herpetocypris reptans* (Baird). Cosmopolita (Baltanás, 1992) y euritérmica que habita, frecuentemente, en cuerpos permanentes y someros con vegetación (Lüttig, 1955; Bilan, 1988). Es típica de aguas oligo a mesohalinas (Molinari, 1970) con un rango de tolerancia a la salinidad comprendido entre 0.5 y 15.7 ‰ (De Deckker, 1981).
- *Cyprinotus salinus* (Brady) (foto 33). Especie holártica (Baltanás, 1992) que se desarrolla en aguas cloruradas-clorosulfatadas (De Deckker, 1981; Carbonel *et al.*, 1988) tanto efímeras como permanentes. Se ha encontrado en aguas con salinidades comprendidas entre 0.4 ‰ (Wagner *et al.*, 1957) y 25 ‰ (Löffler, 1961, en De Deckker, 1981) o, incluso 59.5 ‰ (Lüttig, 1955).
- *Cyprinotus (Heterocypris) incongruens* (Ramdohr). Presenta unos rasgos morfológicos similares a *Cyprinotus salinus* (Brady) aunque prefiere las aguas bicarbonatadas, frecuentemente someras y con salinidades inferiores a 20 ‰ (De Deckker, 1981).
- *Eucypris mareotica* (Fischer). Coespecífica con *Eucypris inflata* (Sars) y es típica de aguas clorurado-sulfatadas. Según Baltanás *et al.* (1990) se ha encontrado en lagos y lagunas de Andalucía y La Mancha con salinidades

comprendidas entre 12.9 y 80.9 ‰ aunque también, aparece en aguas con salinidades de hasta 110 ‰ (De Deckker, 1981).

- ❑ *Prionocypris* cf. *zenkeri* (Chyzer y Tóth). Coespecífica con *Prionocypris serrata* (Sars). Según De Deckker (1981) es típica de cuerpos de agua dulce (salinidad inferior a 0.3 ‰) frecuentemente en aguas lentas y con plantas acuáticas.
- ❑ *Cyclocypris laevis* (Müller). Común en aguas dulces y oligohalinas con límites de tolerancia a la salinidad comprendidos entre 0.1 y 6.4 ‰ (De Deckker, 1981).
- ❑ *Cypria ophthalmica* (Jurine). Habita en aguas estancadas permanentes (Meisch, 1987), dulces a ligeramente oligohalinas con concentraciones comprendidas entre 0.2 y 6 ‰ (De Deckker, 1981).
- ❑ *Ilyocypris gibba* (Ramdohr) e *Ilyocypris bradyi* Sars (foto 34). Estas dos especies se describen conjuntamente debido a que tanto las características morfológicas como ecológicas son muy parecidas. Ambas son especies holárticas, típicas de aguas dulces, con salinidades inferiores a 4.5 ‰ (De Deckker, 1981), y carbonatadas, tanto en sistemas lacustres con aguas corrientes o temporales. *Ilyocypris gibba* habita en aguas ligeramente más cálidas que *Ilyocypris bradyi*.
- ❑ *Limnocythere inopinata* (Baird). Aparece en aguas dulces, aunque también se ha encontrado en lagos con salinidades de 25 ‰ (Löffler, 1961, en De Deckker, 1981). Según Bilan (1988) es común en las zonas marginales de lagos someros.
- ❑ *Paralimnocythere rostrata* (Straub). Típica de aguas dulces o ligeramente salinas (Straub, 1952).
- ❑ *Cyprideis torosa* (Jones) (foto 35). Especie eurihalina y euriterma que aparece en aguas con un amplio rango de salinidad, desde 0.5 ‰ a 80 ‰ (Bordegat, 1985, Carbonel et al, 1988) o, incluso, 120 ‰ (Bordegat y Andreaeni, 1980), 130 ‰ (Gerdes et al, 1985) y 140 ‰ (Carbonel, 1983). Esta especie necesita masas de agua permanente (no puede soportar desecación temporal) y es típica de ambientes con predominio de aguas clorurado-sulfatadas (Carbonel et al, 1988). A veces las valvas presentan reticulación o nodos, que

se han relacionado (Vesper, 1975) con las características de los cuerpos de agua, en concreto, con salinidades por debajo de 6-10 ‰

- ❑ *Leptocythere castanea* (Sars). Habita en ambientes marinos y marismas (Elofson, 1941, en Neale, 1988) aunque también ha sido citado en estuarios y lagos (Wagner et al., 1957). Según De Deckker (1981) se han encontrado ejemplares de *Leptocythere* en aguas de salinidad comprendida entre 2 ‰ y 30 ‰.
- ❑ *Loxoconcha minima* Muller. Típica de aguas de alta salinidad (mesohalinas) Morkhoven (1963).

Ostrácodos menos frecuentes son: *Cypris* sp. y fragmentos de *Cypridarum*.

## 7.1.2 Foraminíferos

Los foraminíferos encontrados en las muestras se reducen a la especie *Ammonia beccarii* (Linneo), que se encuentra en aguas permanentes (Cann y De Deckker, 1981) con abundante NaCl y su rango de tolerancia de salinidad está comprendido entre 7 ‰ y 67 ‰ (Bradshaw, 1957). En cultivos experimentales realizados por Bradshaw (1957) se observó que habita en aguas de salinidades comprendidas entre 2 y 70 ‰ aunque se reproduce entre 20 ‰ y 40 ‰ y a una temperatura inferior a 35°C (Anadón et al, 1994). Zaninetti (1982 y 1984) encontró este foraminífero en ambientes hipersalinos, entre 40 ‰ y 80 ‰ de salinidad. En aguas continentales salinas suele estar acompañada del ostrácodo *Cyprideis torosa* (Jones).

## 7.1.3 Moluscos

### Pelecípodos

- ❑ *Cerastoderma* sp. Este lamelibranquio aparece en las muestras CBS-116, 123, 143, 144, 213, 218 y 225. Se encuentra en aguas continentales con asociaciones faunísticas dulcea-cuícolas (con *Lymnaeidae*, *Planorbidae*, *Unionidae*, etc) o asociada a condiciones salinas permanentes. Gasse et al. (1987) encontraron ejemplares de esta especie en lagos del Sahara y Anadón et al. (1986), Anadón et al. (1987), Robles (1989), Anadón y Julià (1990) y Anadón et al. (1994) en muestras de la cuenca de Guadix-Baza.

Presenta una amplia tolerancia a las variaciones de salinidad, siendo frecuente en medios salobres y de *lagoon* litoral. Habita en aguas con salinidades comprendidas entre 4 y 60 ‰ según Rygg (1970) o entre 3 y 90 ‰ según Rosso y Gaillard (1982). En el lago Shati se reproduce entre 3-10 ‰ y T=20°C.

La asociación *Cyprideis torosa* (Jones), *Cerastoderma glaucum* Bruguière y *Ammonia beccarii* (Cushman) es típica de aguas clorosulfatadas con ratios Cl/SO<sub>4</sub> entre 2 y 6,8 (Anadón, 1992) y salinidades 3-60 ‰.

- *Pisidium* sp. Habita prácticamente en aguas dulces, preferentemente con fondos cenagosos.

### Gasterópodos

Los gasterópodos no son muy numerosos y se han determinado únicamente a nivel de género o incluso de familias. La interpretación ecológica se ha tomado de Anadón *et al.* (1987) y Robles (1989). Según lo apuntado por Anadón *et al.* (1987), los gasterópodos estudiados, sin tener en cuenta a los Stylommatóforos, constituyen un conjunto de agua dulce y, por tanto, poco aptos para soportar variaciones de salinidad importante, con la excepción de los Hydrobiidae, que pueden soportar tasas de salinidad importantes.

- Familia *Hydrobiidae*. Cabe destacar la muestra CBS-58 en la que solamente aparecen individuos de la misma especie, junto con el ostrácoo *Cyprideis torosa* (Jones). Tiene especial interés por la resistencia de muchas especies actuales a fuertes oscilaciones de la salinidad (Anadón *et al.*, 1987 y Robles, 1989), pudiendo sobrevivir a salinidades de hasta 80‰. Su asociación con *Cerastoderma glaucum* Bruguière, en muestras con escasa diversidad específica, suele indicar condiciones salobres (Robles, 1989).
- Según Robles (1989) "la aparición de niveles monoespecíficos con abundantes ejemplares de un solo Hydrobioideo, podría interpretarse, aparentemente, como el resultado de un cambio en las condiciones ambientales, representado por una alteración importante de la salinidad".
- *Bithynia* sp. En algunos niveles se han encontrado opérculos atribuidos a representantes del género *Bithynia*. La acumulación puede explicarse como una selección mecánica debida a la acción de corrientes locales o como resulta-

do de la disolución diagenética de las conchas (Robles, 1989).

- Las especies del género *Bithynia* habitan, generalmente, sobre plantas o en fondos cenagosos o arenosos en aguas preferiblemente estancadas o con escasa corriente, soportando elevadas salinidades (Robles, 1989).
- *Valvata* sp. Prefieren aguas corrientes, siendo frecuentes en fuentes y acequias de escasa profundidad (Robles, 1989). Son epífitos (Anadón *et al.*, 1987).
- Familia *Helicidae*. Aparece únicamente un ejemplar en las muestras CBS-39 y CBS-127. Como todos los Stylommatóforos, son típicos de medios húmedos, no necesariamente acuáticos, protegidos de la radiación solar, al pie de los árboles, entre el musgo o bajo las hierbas o piedras.
- *Succinea* sp. Los individuos presentes en las secciones estratigráficas son escasos. La mayor parte de las especies de esta familia poseen hábitos anfibios, encontrándose con frecuencia sobre la parte emergida de la vegetación acuática o en el cieno al borde de las charcas.
- *Vertigo* sp. Aparece solamente en las muestras CBS-35, CBS-127 y CBS-225. Generalmente se desarrolla en el borde de masas de agua. La especie *Vertigo antivertigo* Draparnaud habita en ambientes húmedos, no necesariamente ligados al dominio acuático.
- Familia *Limacidae*. Se han encontrado numerosos ejemplares de sus conchas internas. Lenticulas calcíticas con estructura concéntrica.
- *Vallonia* sp. Aparece únicamente un ejemplar en la muestra CBS-127. Según Robles (1989) *Vallonia pulchella* Müller habita en ambientes herbáceos abiertos, sin cobertera arbórea y posee una amplia tolerancia a las variaciones de humedad y temperatura. *Vallonia costata* Müller es una especie típica de lugares fríos de zonas boscosas y más o menos abiertas (Mardurga, 1973).
- *Ancylus* sp. Aparecen aguas corrientes aunque también en aguas estancadas o de escasa corriente, siempre sobre sustratos duros (Robles, 1989), tanto de naturaleza vegetal como mineral (Anadón *et al.*, 1987). La especie *Ancylus fluviatilis* Müller es una de las más estenohalinas de entre todos los moluscos acuá-

ticos continentales, con tolerancia prácticamente nula a la salinidad (Robles, 1989).

- *Radix* sp. Aparecen en todo tipo de aguas dulces, tanto estancadas como corrientes, sobre vegetación o sobre el fondo y soportan bien la desecación (Robles, 1989). Pueden encontrarse también en los márgenes terrestres (Anadón *et al.*, 1987).
- *Planorbis* sp. Aparecen cuatro especies diferentes. Se encuentran en todo tipo de masas de agua, preferiblemente estancadas o con débil corriente, sobre la vegetación (Robles, 1989). Son resistentes a la desecación y colonizan ambientes susceptibles de secarse estacionalmente, en cuyo caso se entierran en el fango y producen, como los restantes Basommatóforos, uno o varios opérculos que los aíslan del medio externo (Anadón *et al.*, 1987). En aguas dulces o ligeramente salobres.

#### 7.1.4 Interpretación palaeoambiental

Se ha de hacer hincapié, que se trata de una sección tipo compuesta fruto de la unión de dos subsecciones, Cortes de Baza (CTB) y Norte de Orce (CNOR) que representan condiciones de contorno distintas: exclusivamente rocas carbonatadas en CTB (Abanico Aluvial de Laneros) y un sistema mixto de rocas carbonatadas y sulfatadas en CNOR (Abanicos Aluviales de Huéscar, Orce y Cúllar).

La presencia de gran cantidad de valvas de ostrácodos en los sedimentos de la sección tipo de la cuenca de GBE indica que se desarrolló un ambiente lacustre. El ostrácodo más representativo es *Cyprideis torosa* (Jones) que puede habitar en aguas con un amplio rango de salinidad, que oscila entre 0.5 ‰ y 140 ‰ (cf. De Deckker, 1981; Carbonel, 1983). Cuando la salinidad es alta, puede ser la única especie presente, constituyendo una lumaquela mono-específica, o puede aparecer asociada a otros biomarcadores de alta salinidad como otros ostrácodos (*Loxococoncha minima* y *Lepocythere castanea*), el pelecípodo *Cerastoderma* sp, y foraminíferos (*Ammonia* sp). En estos casos se interpreta que la sedimentación tuvo lugar en un medio de alta salinidad. De hecho, según Anadón (1989) la presencia de fauna atalásica, como la citada anteriormente, sugiere la existencia de aguas oligohalinas a hiperhalinas. Sin embargo, cuando la salinidad es baja o moderada, *Cyprideis torosa* (Jones) se encuentra junto con otras especies de ostrácodos, principalmente pertenecientes a los gru-

pos *Candona*, *Ilyocypris* y *Potamocypris*, y, generalmente representa menos del 50% de las valvas contenidas en la muestra. En estos casos se debió producir un importante cambio en la salinidad del medio: intensas lluvias aumentaron el aporte de agua de los canales distributarios de los abanicos aluviales a los cuerpos salinos lacustres.

Se recogieron un total de 674 muestras aproximadamente cada 40-50 cm a lo largo de la sección tipo de la cuenca GBE para determinar las especies de ostrácodos y su porcentaje. La decisión de recoger muestras cada 40-50 cm se basó en la tasa de sedimentación, 22 cm/ka (Ortiz, 2000). Tomando en cuenta las consideraciones previas, se puede interpretar que cuando el porcentaje de individuos de *C. torosa* en una muestra es muy alto, a veces alcanzando el 100%, la salinidad debió ser alta, en contraste con la información deducible de las muestras donde su porcentaje es bajo, en las que la salinidad de las aguas debió ser baja. En la [figura 7.1](#) se ha representado el porcentaje de valvas de *Cyprideis torosa* en cada muestra.

De acuerdo a la distribución de géneros de ostrácodos, se puede hacer la siguiente observación: incluso en las áreas seleccionadas para definir la sección tipo, localizadas en zonas marginales del sistema lacustre salino central, se dieron condiciones de alta salinidad. Se puede observar un comportamiento hidrológico muy claro entre los metros 75 y 175 de la subsección CTB. Este hecho sugiere que durante gran parte del Pleistoceno inferior se produjo una alternancia de períodos áridos y húmedos de alta frecuencia ligado al régimen hidrológico del Abanico Aluvial de Laneros (LAF). Con escasas excepciones los tramos con alta o baja paleosalinidad no se pueden correlacionar con el tamaño de grano de los sedimentos que albergan los restos de ostrácodos. En algunas muestras no se han encontrado ostrácodos. Los datos de campo revelan que, como en la base de la subsección CNOR, se trata de sedimentos de color rojo típicos de llanura fangosa. Los cuerpos arenosos de la base de la subsección CTB pueden corresponder a depósitos canalizados del Abanico Aluvial de Laneros o, incluso, llanuras arenosas ("sand flat"). En otros casos estos niveles con ausencia de ostrácodos presentan cristales de yeso intrasedimentario, que indica períodos secos en los que no se pudieron desarrollar. La existencia de ostrácodos momificados o cutículas y larvas de insectos en el interior de los cristales de yeso indica que la única agua disponible durante estos períodos de máxima se-

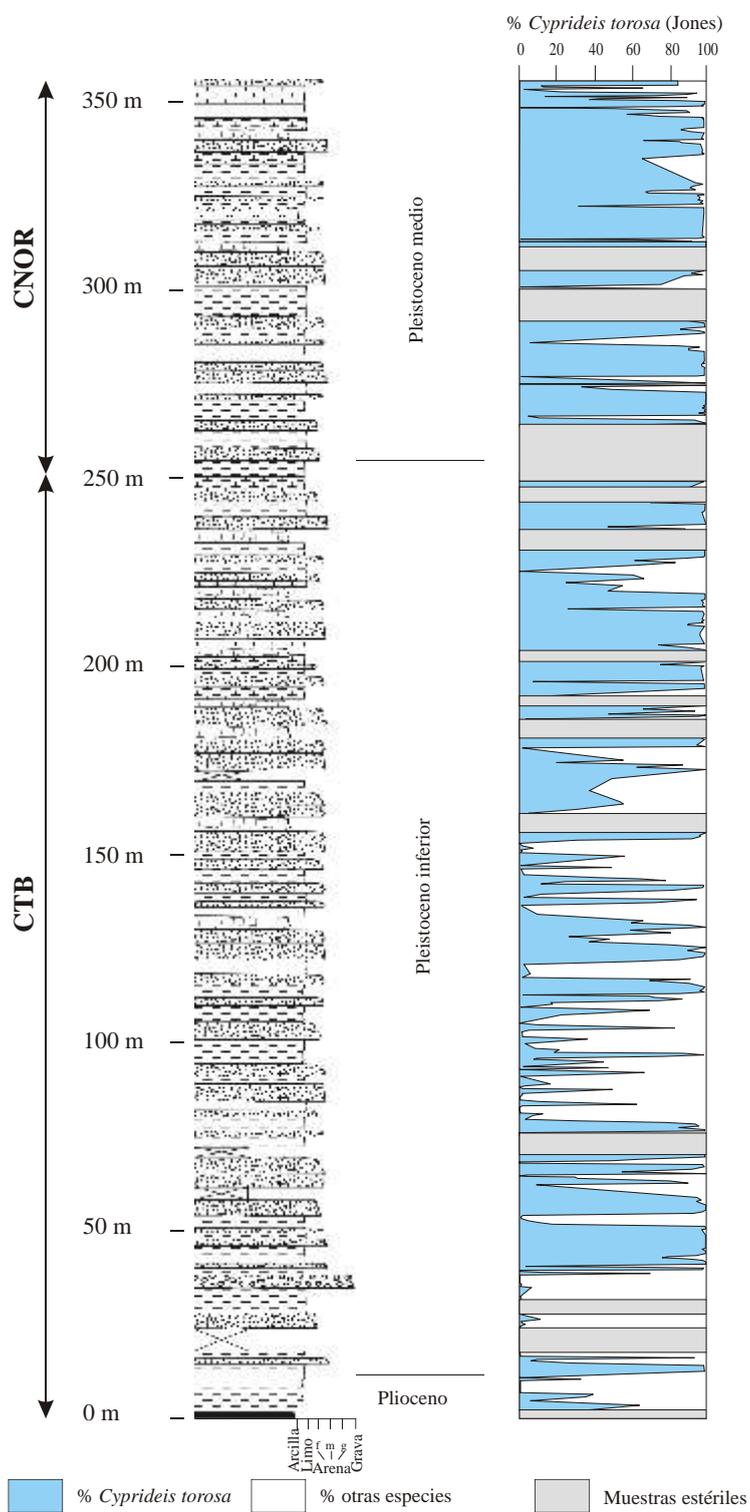


Figura 7.1. Evolución de la paleosalinidad basada en los porcentajes de *Cyprideis torosa* (en azul) respecto a otras especies de ostrácodos (en blanco) en la sección tipo.

quedad se localizaba en la interfase cristal/sedimento. La alta salinidad registrada en la subsección CNOR se ha de interpretar de acuerdo a su situación paleogeográfica: ese área fue un estrecho corredor, entre dos sierras, alimentado por abanicos aluviales con sus áreas fuente en rocas marinas cenozoicas y triásicas en las que la presencia de yeso es común. Mas aún, en los alrededores de Orce y Huéscar existen manantiales de agua salina que permanecen activos. Además al este de Huéscar hay registros (Vera, 1970a) de una espectacular acumulación de 3-5 m de cristales de yeso intrasedimentario a 3 km al norte de Orce (Torre del Salar).

## 7.2 Paleontología de vertebrados

La Cuenca de Guadix-Baza ha sido y es una de las zonas donde se han encontrado un gran número de yacimientos de vertebrados fósiles del Cuaternario de la Península Ibérica. Ello ha provocado que exista una apabullante cantidad de publicaciones paleomastológicas, que aquí van a ser, en muchos de los casos, simplemente enumeradas, sin entrar en la descripción de la fauna fósil encontrada, en ocasiones contradictoria, para lo que se refiere a las publicaciones originales o a la exhaustiva recopilación de Ortiz (2000).

Dado el carácter de síntesis que propició la realización de los proyectos EQUIP y Paleoclima, la obtención de una sección estratigráfica tipo de la cuenca, nos ha permitido también situar, al menos tentativamente, algunos de los yacimientos paleontológicos referidos en la literatura (fig. 6.3).

En la Depresión de Guadix-Baza existen numerosos yacimientos de vertebrados (fig. 7.2) que han sido objeto de estudio (foto 36, 37), llegando incluso a describirse biozonas de mamíferos en base a los resultados obtenidos (fig. 7.3).

## 7.3 Paleobotánica

El sector oriental de la cuenca de Guadix Baza (GBE) se manifiesta especialmente parco en restos paleobotánicos. De hecho, incluso a nivel palinológico, los restos, como se verá, suelen estar muy mal preservados y son escasos.

### 7.3.1 Palinología

El estudio de los pólenes fósiles contenidos en los materiales recogidos en la cuenca de Guadix-Baza se realizó en el Departamento de Palinología de la

Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca. Para ello se recogieron muestras en diversos puntos singulares, principalmente yacimientos de vertebrados, así como en algunos niveles "prometedores" de las secciones estratigráficas (tabla 7. 1).

### Preparación de las muestras

Se separaron 10 g de sedimento. La técnica utilizada para el tratamiento físico-químico de las muestras, se ha basado en el propuesto por Phipps y Playford (1984), consistente en una disgregación del material y posterior ataque ácido (HCl y HF). Algunas muestras han requerido ser oxidadas y tratadas con álcalis y posteriormente se ha procedido al montaje de las placas a partir del concentrado final para su estudio al microscopio.

### Resultados

- ❑ Yacimiento paleontológico de Galera-1 (GL-1). Medio lacustre con abundantes algas clorofíceas; entre éstas destacan las Zygnemataceas. Polen escaso y por tanto no significativo. Se observa algún resto esporádico de Pinaceas (*Pinus*), Chenopodiaceas y Fagaceas (*Quercus*), junto a gran proporción de restos de tejidos vegetales especialmente de Coníferas.
- ❑ Carretera Nueva-1, yacimiento de roedores cerca de Galera (NU-1). Estéril.
- ❑ Yacimiento paleontológico Venta Micena (VM-1). Muestra palinológicamente no significativa pero con gran riqueza en restos algales. Hay que destacar dos géneros: *Spirogira* y *Zygnema*, ambos de la familia Zygnemataceae, algas indicativas de aguas dulces estancadas, someras y más o menos mesotróficas. La temperatura óptima de crecimiento de estas algas oscila entre 15° y 20° C, que deben estar expuestas a la radiación solar directa (primavera), para que se produzca la explosión. También se aprecian otros restos algales (abundantes) y algún grano de polen esporádico de gramíneas y *Pinus*, así como numerosas esporas fúngicas.
- ❑ Yacimiento arqueológico y paleontológico de Fuente Nueva 2 (FN-2). Muy semejante a la anterior. Palinológicamente no significativa con algunos granos de polen esporádicos, con un deterioro bastante considerable. Abundantes microfósiles acuáticos, de origen desconocido, característicos de aguas estancadas poco

	EDAD	BIOZONAS	YACIMIENTOS
PL.MED	Bihariense superior	<i>A. Cantiana</i>	Solana de Zaborino (61, 80, 123, 208, 209, 211, 262, 299) Cúllar Baza-I (4, 18, 19, 21, 22, 47, 84, 103, 184, 250, 275, 287, 290, 329, 333) Cúllar Baza-II (3)
		<i>P. arvalidens</i>	Cúllar Baza A, B, C (3)
PLEISTOCENO INFERIOR	Bihariense medio	<i>M. savini</i>	Loma quemado-1, 2 (3, 4, 9, 294) Huéscar 1 (18, 19, 22, 24, 39, 81, 84, 218, 219, 220, 246, 287, 288, 292, 293, 294) Puerto Lobo 1-4 (3) Fuentenueva-3, Barranco León-5 (220)*
	Bihariense inferior	<i>A. pliocaenicus</i>	Cañada de Murcia-1,2 (3, 103, 275, 297, 298) Cortes de Baza I (264) Venta Micena-1 (3, 5, 8, 12, 17, 38, 59, 60, 72, 73, 92, 107, 112, 126, 129-143, 146, 149-152, 185, 196, 207, 212-220, 230, 237, 238, 251, 252, 253, 255-260, 266, 269, 293, 323, 324, 330) Venta Micena -2 (3, 19, 148, 212, 237, 299) Orce -3 (11) Orce -4 (3, 112) Barranco León-1,2,3 (3, 11, 112, 299) Orce -P, Orce-5 (3) Fuentenueva -2 (3) Orce 6,7 (3) Areba (168)
	Villanyiense superior	<i>Mymomys ostromosensis</i>	Fuentecilla-5, Cjo de D. Alfonso, Cementerio Orce-B, Cjo de D. Diego (3) Bco Conejos (10, 112) Venta Micena, Fuente Nueva-3, Barranco León-5 (153)* Orce-1, Orce-2 (3)*
PLIOCENO	Villanyiense inferior	<i>M. (K.)cappetai</i> MN 16	Orce-D, Orce-C, Alquería (3) Orce-2, Bco de los Conejos, Bco del Paso, Bco León 2-8 (112, 145, 153)* Fuentenueva-1 (3, 17, 19, 21, 112, 155, 215, 238) Galera-1-H, Galera 1-G, Galera-2 (15) Cortes de Baza-1 (8, 18, 19, 21, 259, 292, 293)
	Rusciniense superior	<i>A. agustii</i> MN 15 <i>M. occitanus</i>	Cañada de Murcia-3 (3) Zájar (4) Galera-2 (3,21)* Cañada Castaño-2 (7) Huélago (222) Cortijo Tapia (263, 297)
	Rusciniense inferior	<i>T. castroi</i> MN 14	Galera 1-C (3, 15, 155) Cañada Castaño-1 (3), Galera-1 (3) Huéscar-3 (223) Gorafe-2, 3 (3, 112), Gorafe-5 (9) Santa y Cómodo (168)
	Tuoliense superior	MN 13	Gorafe-1 (3, 66) Gorafe-A (291) Gorafe-4 (3) Colorado 2, Aljibe 2 y Aljibe 3 (167) Cuzo-1, Cuzo-2 y Cuzo-3 (168)
MIOCENO	Tuoliense inferior	MN 12	Bacochas, Pino Mojón, Cortijo de la Piedra (297) Abla (93) Colorado 1 (167)
			Salinas (318)

Figura 7.2. Yacimientos de vertebrados de la cuenca de Guadix-Baza. Entre paréntesis figuran números correspondientes a los trabajos que figuran en la bibliografía y que se han publicado sobre los yacimientos.

	Edad	Mein (1975)	Agustí (1986)	Agustí <i>et al.</i> (1987)		Agustí y Moyà-Solà (1992)	Agustí y Martín Suárez (1994)	Turq <i>et al.</i> (1996) Martínez <i>et al.</i> (1997)
PL MED			<i>Arvicola cantiana</i>	<i>Arvicola mosbachensis</i>	MmQ-4	MmQ-4	<i>Arvicola cantiana</i>	<i>Arvicola cantiana</i>
PLEISTOCENO INFERIOR	Bihariense superior		<i>Pitymys arvalidens</i>	<i>Pitymys gregaloides</i>	B	B	<i>Pitymys arvalidens</i>	<i>Stenocranius gregaloides</i>
	Bihariense medio		<i>Mimomys savini</i>	<i>Arvicola nutiensis</i>	MmQ-3 A	MmQ-3 A	<i>Mimomys savini</i>	<i>Allophaiomys bourgondae</i>
	Bihariense inferior		<i>Allophaiomys pliocaenicus</i>	<i>Allophaiomys pliocaenicus</i>	MmQ-2	MmQ-2	<i>Allophaiomys pliocaenicus</i>	<i>Allophaiomys pliocaenicus</i>
	Villanyiense superior		<i>Mimomys ostramosensis</i>	<i>Mimomys ostramosensis</i>	MmQ-1	MmQ-1	<i>Mimomys aff. ostramosensis</i>	
PLIOCENO	Villanyiense inferior	MN 17	<i>Mimomys cf. reidi</i>	<i>Mimomys pliocaenicus</i>			<i>Kislangia gusii</i>	
	Rusciniense superior	MN 16	<i>Mimomys (Kislangia) cappetai</i>				<i>Kislangia cappetai</i>	
	Rusciniense inferior	MN 15	<i>Mimomys occitanus</i>				<i>Apodemus agustii</i> <i>Mimomys occitanus</i>	
	Turoliense superior	MN 14	<i>Trilophomys castroi</i>				<i>Trilophomys</i>	
MIOCENO	Turoliense inferior	MN 13						<i>A. gudrunae</i>
		MN 12						

Figura 7.3. Biozonas de mamíferos de la cuenca de Guadix-Baza.

- profundas y de medios eutróficos. Normalmente asociados a Zygnemátaceas, *Spirogira* fundamentalmente, común en esta muestra, típica de medios eutróficos a mesotróficos.
- ❑ Toyo de Chiclana-1, yacimiento de micromamíferos (TY1-1). Solamente se observa algún resto orgánico, fundamentalmente tejidos vegetales. Palinológicamente estéril.
  - ❑ Cañada del Fraile (es el techo de la sección de Cortes de Baza, FRA=CBS-253). Completamente estéril.
  - ❑ Yacimiento paleontológico de Huéscar (YHU). Medio lacustre con pólenes de Pináceas (en su mayoría *Pinus*) y alguna espora de Criptógama vascular (de tipo monoleta y trileta). Bastantes restos algales de Zygnemátaceas (aguas estancadas), así como algún representante de *Concentricystes* (aguas corrientes).
  - ❑ Huéscar Canal (HC-1). Se observa algún grano de polen aislado de *Pinus* y *Olea* y otros restos de microfósiles vegetales en su mayoría algales.
  - ❑ Yacimiento paleontológico de Cúllar Baza (CB-1). Se detectan algunos restos de algas clorofíceas. Palinológicamente estéril.
  - ❑ Fuente Amarga 1 (FA-1). Palinológicamente estéril. Presencia de algunos restos algales.
  - ❑ Fuente Amarga 2 (FA-2). Muestra palinológicamente muy pobre. Se observan algunas esporas de Criptógamas vasculares y de Briofitas (pocas). Algunos granos de polen de Gramíneas, *Ephedra* y *Artemisia* conforman junto con los quistes algales, el componente orgánico de esta muestra. Dentro de las algas aparecen de forma dominante, filamentos correspondientes a la especie *Ovoidites parvus* emparentada con las zigósporas de las Zygnemátaceas, cuyo hábitat son los medios lacustres o palustres con lento gradiente fluvial o aguas efímeras.
  - ❑ Loma de Quemado2 (LQ-2). Palinológicamente estéril. Con algunos tejidos vegetales (pocos).
  - ❑ Vista Alegre1 (VA-1). Palinológicamente estéril. Algunos tejidos vegetales.
  - ❑ Freila1 (FR-1). Estéril.
  - ❑ Yacimiento paleontológico de Rambla de la Hinojora-1 (RH-1). Estéril.

- ❑ Yacimiento arqueológico y paleontológico de Solana de Zamborino (SZ-1). Estéril.
- ❑ Río Guardal 1, travertinos fluviales (RGU-1). Se encuentran numerosos restos algales. Su carácter principal es la presencia del microfósil del grupo "*Incertae sedis*": g. *Concentricystes* (probablemente alga Clorofícea y más exactamente zigóspora de Zygnemátaceas), que indica aguas corrientes (ríos o bien escorrentías de otra índole). La muestra es palinológicamente muy pobre. Se encuentran Oleáceas (*Olea*), *Artemisia*, *Pinus*, Fagacea (*Quercus*) y alguna Labiada. Esta vegetación alóctona, es típicamente mediterránea.

### 7.3.2 Paleoantracología

Cuando se analizó una de las muchas secciones que se estudiaron en la cuenca, para la realización de los proyectos EQUIP y Paleoclima, resultó extraordinariamente llamativa la presencia de lignitos en la base de la que se denominó sección de Cortes de Baza (muestra CBS-1) que constituye el tramo inferior de la sección general CBS (foto 38). Por ello, se decidió su análisis geoquímico orgánico en el LEB de la ETSIMM. El análisis CHN reveló un porcentaje alto en carbono orgánico en relación al contenido de hidrógeno, que quedó confirmado por el análisis de biomarcadores, que mostró la falta de compuestos lineales, como la celulosa, y la permanencia de compuestos aromáticos, más resistentes a la acción del fuego.

Los restos carbonizados son fuente de conocimiento del paisaje vegetal y de los climas del pasado (Badal, 2002; Badal *et al.*, 1994; Figueiral y Terral, 2002; Heinz y Thiébaud, 1998; Ntinou, 2002; Vernet, 1997).

En la última década del siglo XX se han incrementado los análisis antracológicos en depósitos naturales, dando buenos resultados para el Cuaternario reciente y son todavía muy pocos los contextos anteriores (Carcaillet, 1998; 2001; Figueiral *et al.*, 1999; Roig, *et al.*, 1997).

### Material y métodos

La carbonización facilita la conservación de las estructuras anatómicas de los vegetales superiores, por ello, se puede conocer a qué plantas corresponden los restos carbonizados. La identificación taxonómica se basa en el análisis de los tres planos anatómicos de la madera: transversal, longitudinal

Tabla 7.1.  
Localidades en las que se ha realizado análisis palinológico.

Localidad	Coordenadas	Altitud (m)	Edad
GL-1	417767	900	Plioceno (Agustí, 1984; Agustí et al., 1997)
NU-1	408768	885	Plioceno calcáreo (Torres, sin publicar)
VM-1	522767	960	Pleistoceno inferior (Navarro, 1992; Sesé, 1994; Torres et al., 1997; Ortiz et al., 2000)
FN-2	521744	980	Pleistoceno inferior (Agustí, 1984)
TY-1	4961555	800	Pleistoceno (Torres, sin publicar)
FRA	223670	782	Límite Pleistoceno inferior/medio (Oms et al., 1994; Ortiz 2000, Torres et al., 2003; Ortiz et al., en prensa)
YHU	439836	950	Pleistoceno medio (Ortiz et al., 2000)
HC1	449839	980	Pleistoceno medio (Torres, sin publicar)
Cúllar Baza-1 (CB-1)	385582	940	Pleistoceno medio (Ruiz Bustos y Michaux, 1976; Sesé, 1994; Torres et al., 1997; Ortiz et al., 2000)
Fuente Amarga-1 (FA-1)	364803	880	Pleistoceno medio (Torres et al., 1995; Ortiz et al., 2002)
Fuente Amarga-2 (FA-2)	364803	880	Pleistoceno medio (Torres et al., 1995; Ortiz et al., 2002)
LQ-2	419816	900	Pleistoceno medio (Torres, sin publicar)
VA1	445768	940	Pleistoceno medio (Torres, sin publicar)
FR-1	132534	880	Pleistoceno superior (Torres, sin publicar)
RH-1	372560	950	Final Pleistoceno medio (Torres, sin publicar)
SZ-1	4889381	1000	Pleistoceno superior (Peña, 1975; Martín Penela, 1977; Sesé, 1994)
RGU-1	296886	1000	Pleistoceno superior (Torres, sin publicar)

tangencial y longitudinal radial. El rango de identificación puede ir desde el grupo hasta la especie.

El análisis de cada fragmento de carbón, normalmente, se realiza en un microscopio óptico de luz reflejada sin recibir ningún tipo de tratamiento químico (Vernet *et al.*, 1979). Esta secuencia de análisis tiene la ventaja de datar directamente los taxones, situar en un marco cronológico la presencia de

una especie y de forma indirecta fechar el contexto donde se recogieron los carbonos (Badal y Carrión, 2001; Bernabeu *et al.*, 1999 y 2001).

En algunos fragmentos de la muestra se ha hecho un microanálisis, por espectrometría de dispersión de energía mediante rayos X, que muestra el alto contenido en carbono y demuestra que fueron carbonizados antes de su deposición. Este material presenta

ciertas peculiaridades, de modo que en su análisis no hemos podido seguir el protocolo típico. El conjunto de la muestra recogida se compone de 526 fragmentos. En primer lugar, se observaron en la lupa binocular y se clasificaron en dos categorías: fragmentos cilíndricos y fragmentos prismáticos.

Los fragmentos prismáticos presentan un redondeo exterior debido, probablemente, al transporte. Su tamaño medio es de 1 mm, lo que dificulta enormemente su identificación; ya que en muchos casos no se pueden obtener los tres planos anatómicos. Varios taxa se han identificado dentro de esta categoría.

Los fragmentos cilíndricos tienen un diámetro de 300 a 600 micras y de largo pueden llegar a 2 mm (foto 39 A y B). Con estas dimensiones y por su rigidez, es prácticamente imposible conseguir planos longitudinales, así que solamente se ha conseguido observar el plano transversal. Todos los fragmentos analizados presentan las mismas características anatómicas y probablemente pertenecen a la misma especie, que más adelante detallaremos.

Inicialmente, algunos fragmentos prismáticos y cilíndricos se analizaron en el microscopio de luz reflejada, pero era prácticamente imposible distinguir las células o los tejidos vegetales, a pesar de que se pueden alcanzar 1000 aumentos. Los fragmentos analizados han tenido que ser observados en el microscopio electrónico de barrido.

En las observaciones hemos podido comprobar diferentes alteraciones de la estructura anatómica normal (foto 40). Entre las más frecuentes se encuentra la compresión y fractura de los tejidos, probablemente, como consecuencia de procesos tafonómicos como la compactación (foto 40: A y B). Como consecuencia, es muy frecuente que los tejidos estén desestructurados dificultando la identificación. Esta es igualmente difícil por la vitrificación de los tejidos y homogeneización de las paredes celulares. En algunas ocasiones hemos encontrado tejidos sinuosos y atípicos, característicos del sistema radicular o de nudos (foto 41, C y D). En muchas partículas se encuentran inclusiones de minerales que rellenan las células vegetales. Finalmente, hemos podido comprobar que todas las partículas tienen unos elementos anatómicos de dimensiones inferiores a las de cualquier otro material carbonizado, lo que ha obligado a utilizar hasta 3500 aumentos en el S.E.M. (fotos 41: E y F). Por el momento, desconocemos las causas de este fenómeno, ya que en otros yacimientos, incluso más antiguos, las muestras guardan unas

dimensiones celulares propias del material carbonizado (Figueiral *et al.*, 2002).

## Resultados y discusión

### Grupo: Gimnospermas – Orden: Gnetales (foto 41)

A pesar del mal estado de conservación del material de Guadix-Baza, se ha podido distinguir que algunos fragmentos de carbón proceden del orden de las Gnetales. Estudios moleculares recientes han demostrado que las Gnetales se integran en el grupo de las gimnospermas (Judd *et al.*, 2002).

Este orden se caracteriza por presentar una madera secundaria heteróxila, es decir, compuesta de traqueidas propias de las gimnospermas y de verdaderos vasos propios de las angiospermas (foto 41: A) (Greguss, 1955; Schweingruber, 1990).

Las traqueidas tienen paredes gruesas y presentan punteaduras areoladas en la pared longitudinal radial (foto 41: C). En algunos fragmentos se ha podido ver las fisuras helicoidales que se forman en las traqueidas de la madera de compresión, que deforman las punteaduras areoladas.

Los vasos forman parte del tejido conductor y tienen un diámetro casi tan pequeño como el de las traqueidas. En el plano longitudinal radial se observan la comunicación entre los vasos, que son foraminadas (foto 41: E y F). Se trata de una placa entre dos vasos con perforaciones circulares pareadas o no.

Otro de los elementos constituyentes de la madera son los radios leñosos. Están compuestos por células de parénquima en sentido horizontal, salvo las marginales que son verticales esto los convierte en radios heterogéneos (foto 41: B). Por otro lado, algunos radios están constituidos por una sola hilada de células, mientras que otros tienen varias. La altura no se ha podido contabilizar con exactitud, en algunos casos superaban las 7 células de altura.

### Grupo: Angiospermas – Clase: Monocotiledóneas-Familia: Arecaceae (= Palmae Adanson) (foto 39)

Las angiospermas se dividen entre monocotiledóneas (un cotiledón) y dicotiledóneas (dos cotiledones). Las dicotiledóneas se caracterizan por producir xilema y floema secundarios y tienen una gran diversidad celular en el sistema axial (vasos, fibras de diversos tipos, parénquima) (Raven *et al.*, 1992; Judd *et al.*, 2002).

Las monocotiledóneas no tienen un crecimiento secundario como el de las dicotiledóneas, pero en algunos géneros (como en las palmeras) se pueden formar grandes árboles, resultado de un crecimiento secundario difuso o por la producción de nuevos haces cribosos o haces vasculares a partir del crecimiento de un meristema secundario.

Muchos de los carbones de Guadix-Baza proceden de monocotiledóneas. En ellos se han conservado los haces vasculares, relativamente bien. Estos se componen de metaxilema con varios vasos, de floema y de esclerenquima (foto 39: C y D). En las partículas cilíndricas de Guadix-Baza solamente se ha conservado el esclerenquima con disposición en abanico y que tiene células con paredes muy gruesas y dentro de las células se encuentran pequeñas estructuras tubulares (foto 39: A y B).

Las puntuaciones de las paredes laterales de los vasos son escalariformes, lo que es una característica de toda la familia de las palmeras; esto confirmaría que los restos de Guadix-Baza pertenecen a la familia de Palmas, sin poder precisar por el momento el género (foto 39: E y F).

## Discusión

La flora documentada es aún escasa aunque se han identificado dos grupos. El grupo de las Gnetales tiene 3 géneros (*Gnetum*, *Ephedra* y *Welwitschia*), de los cuales los dos últimos se caracterizan por vivir en zonas con una estación seca.

Los carbones identificados como Arecaceae dan menos precisiones ecológicas, visto el rango de identificación. Esta familia se distribuye por zonas tropicales, subtropicales y templadas; en función de los géneros pueden vivir desde zonas hiperhúmedas hasta zonas desérticas. Por la documentación polínica e incluso macrorestos, parece ser que durante el Neógeno se encontraban varios tipos de palmeras en Europa (Figueiral *et al.*, 1999). En la actualidad solamente pervive en las zonas más cálidas de la península Ibérica, el palmito (*Chamaerops humilis*).

Los fragmentos de Guadix-Baza presentan estructuras celulares muy reducidas, pero no se puede atribuir a los taxones, ya que en niveles miocenos de Alemania se encontraron monocotiledóneas, dicotiledóneas y gimnospermas que presentaban unas estructuras celulares con dimensiones equivalentes a los materiales actuales carbonizados (Figueiral *et al.*, 1999; 2002).

## 7.3.3 Descripción de un dendrolito de la sección Carretera Nueva (Galera)

El tronco silicificado apareció en la sección Carretera Nueva, en Galera (Granada), unos 30 metros por debajo del Nivel Calcáreo de Orce (fig. 6.3). Dada la tasa de sedimentación de la cuenca y dataciones numéricas, cabe atribuir al nivel donde ha sido hallado el tronco una edad comprendida entre los 600.000 y 650.000 años BP.

La muestra tiene forma más o menos prismática de unos 20 cm de largo por 9 de ancho, de color blanquecino con zonas grises y restos rojizos en la superficie exterior (foto 42, 43). Presenta planos de exfoliación que dan lugar a superficies planas regulares y paralelas.

### Descripción microscópica:

A partir de la muestra, se han obtenido preparaciones en lámina delgada mediante corte y pulido con carburo de silicio. Se han realizado tres cortes, según el procedimiento habitual, uno para cada plano principal de la madera: transversal, longitudinal tangencial y longitudinal radial (fotos 44, 45, 46). La observación al microscopio ha permitido la identificación de los siguientes caracteres anatómicos:

Plano transversal (foto 44): El tejido vascular longitudinal se encuentra formado únicamente por traqueidas, de sección poligonal y circular, observándose una presencia frecuente de meatos. Anillos de crecimiento bien diferenciados, con algunos falsos anillos. No presenta engrosamientos espiralados. La transición entre madera temprana y tardía es gradual y no presenta canales resiníferos. El parénquima metatraqueal forma bandas discontinuas en la zona de transición de madera temprana y tardía.

Plano tangencial (foto 45): Se observan radios leñosos mayoritariamente uniseriados, algunos parcialmente biseriados. Su altura oscila entre 1 y 17 células, estando formados la mayoría por unas 6 a 8. El parénquima longitudinal presenta punteaduras areoladas en las paredes tangenciales.

Plano radial (foto 46): Las punteaduras areoladas de las paredes radiales de las traqueidas axiales son uniseriadas. Los radios leñosos son homogéneos y el resultado del proceso de petrificación no permite apreciar el tipo de punteadura de los campos de cruce entre traqueidas longitudinales y parénquima radial. El parénquima longitudinal presenta paredes transversales lisas.

## Resultados y discusión

Según Greguss (1955), las únicas familias de coníferas que tienen punteaduras areoladas uniseriadas, anillos fácilmente diferenciables y que no poseen engrosamientos espiralados son las *Cupressaceae*, *Taxodiaceae* y *Pinaceae*. Dentro de esta última familia, los géneros con radios homogéneos y que no presentan canales resiníferos son *Abies*, *Keteleeria* y *Pseudolarix*, pero todos ellos tienen radios de gran altura y anillos de crecimiento más anchos que en esta muestra. Por ello se descarta la familia *Pinaceae* en la determinación del presente dendrolito.

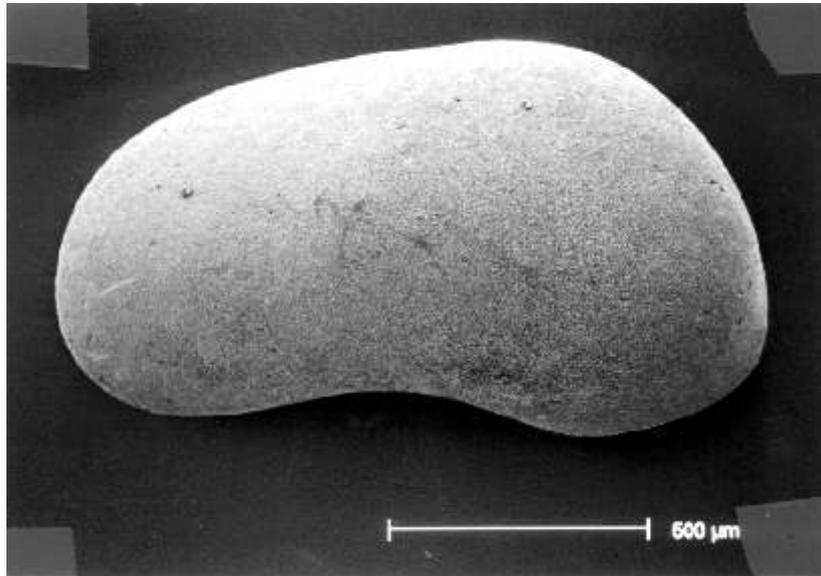
La diferencia fundamental entre las cupresáceas y las taxodiáceas se encuentra en la forma de las punteaduras de los campos de cruce, que son cupresoides o taxodioides en la primera familia y preferentemente taxodioides en la segunda. El estado de conservación de la madera objeto de estudio no permite determinar la forma de dichas punteaduras.

La abundancia de parénquima longitudinal metatraqueal, así como la presencia de traqueidas de sección circular y poligonal (Greguss, 1955) con presencia de meatos intercelulares (Palacios, 1997) es característica de taxones pertenecientes a la familia *Cupressaceae*. La gran similitud en la anatomía de las maderas pertenecientes a esta familia, unido a los problemas en la identificación de estructuras en la muestra no permite realizar una adscripción genérica de la misma.

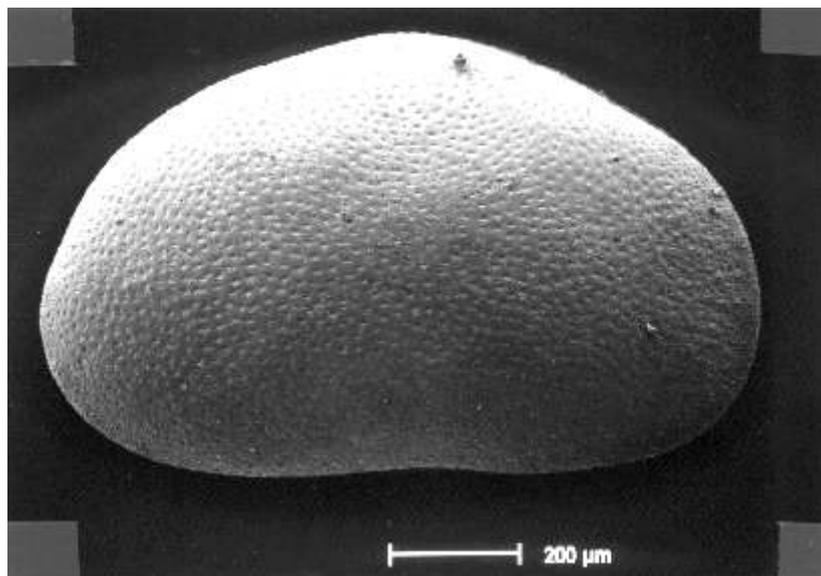
Aunque en algunas zonas de Europa, las taxodiáceas persistieron hasta el Pleistoceno Inferior en la península Ibérica, la última referencia conocida es del Plioceno Superior (Michaux *et al.*, 1979; Suc y Cravatte, 1982; Suc, 1997). Estos hechos apoyarían la hipótesis de la identificación propuesta.

La presencia de *Cupressaceae* en el registro cuaternario ibérico queda puesta de manifiesto ya desde el Pleistoceno inferior (De Deckker *et al.*, 1979). En el Pleistoceno medio, época en la que es posible atribuir esta madera, podemos destacar la referencia de Atapuerca donde se menciona polen de esta familia en diferentes niveles: TD-2 y TD-6 (García Antón, 1992). También del Pleistoceno medio ha sido citada en el río Tajo, mencionándose la presencia de *Juniperus* (Martín Arroyo, 1998).

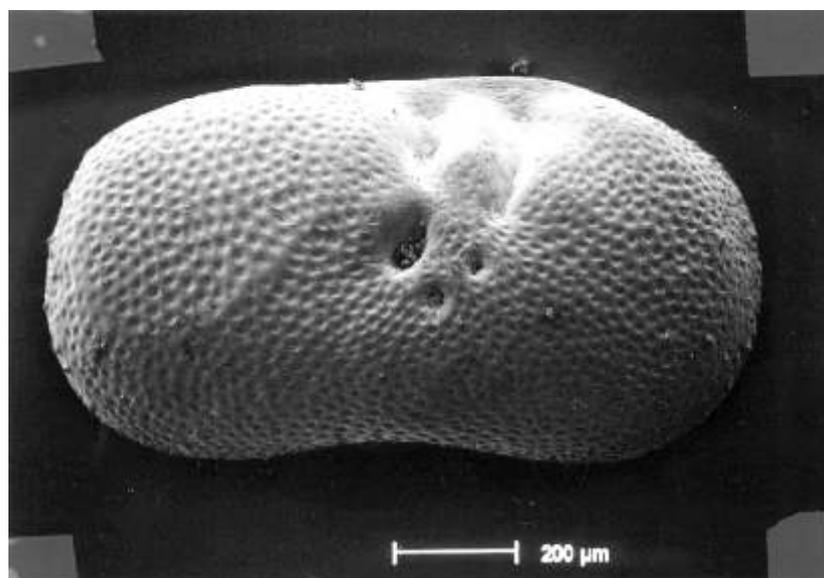
Aunque en numerosas ocasiones las referencias de *Cupressaceae* en el Pleistoceno superior se atribuyen a *Juniperus*, siendo éste el género que en la actualidad juega un papel más significativo en los paisajes vegetales ibéricos, no es descartable que nuestra madera pueda atribuirse a otros géneros también ahora bien representados en el área mediterránea. De cualquier modo constituye una de las referencias fósiles de la familia más antiguas del Cuaternario, así como la primera evidencia de madera silicificada en sedimentos pleistocenos de la Península Ibérica.



32-Vista externa de la valva izquierda de un macho de *Candona neglecta* Sars de la muestra CBS-111.



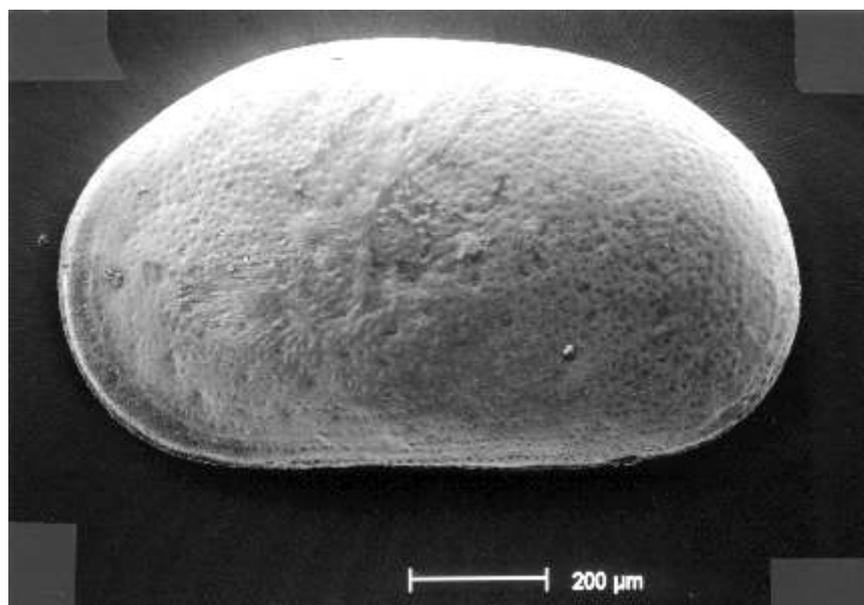
33-Vista externa de la valva derecha de *Cyprinotus salinus* (Brady) de la muestra CBS-42.



---

34- Vista externa de la valva derecha de Ilyocypris de la muestra CBS-109.

---



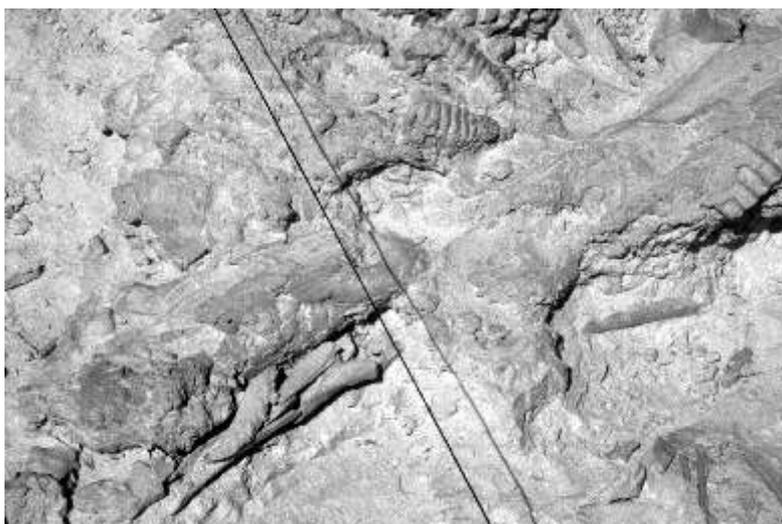
---

35- Vista externa de la valva derecha de una hembra de Cyprideis torosa (Jones) de lamuestra CBS-42.

---



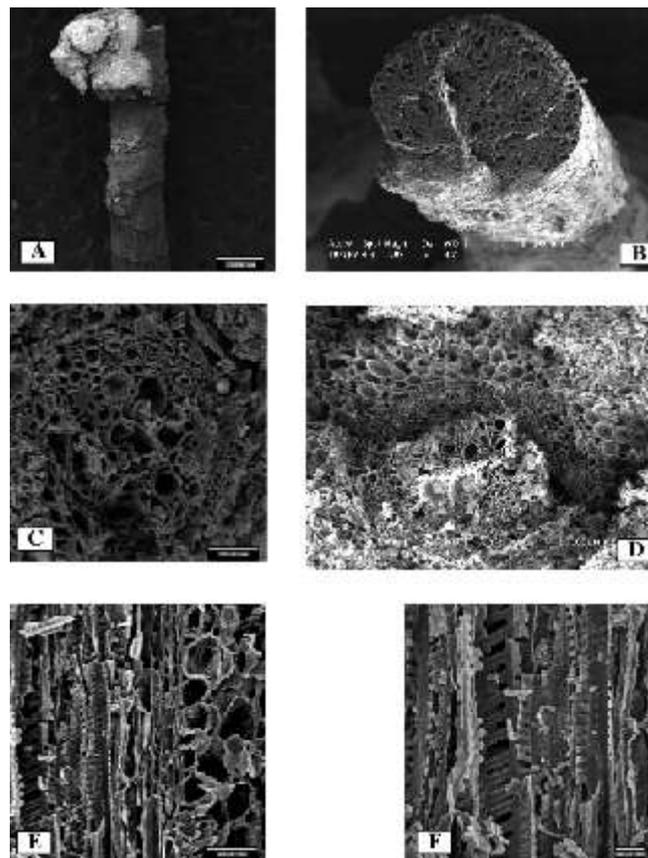
36-Vista de la zona excavada del yacimiento de Cullar Baza. El nivel de gyttja en la base y las arenas bioclásticas (ostracodita) de techo-blancas son claramente visibles. Bajo el coluvial rojo de techo se adivina el Nivel Calcáreo de Orce muy alterado.



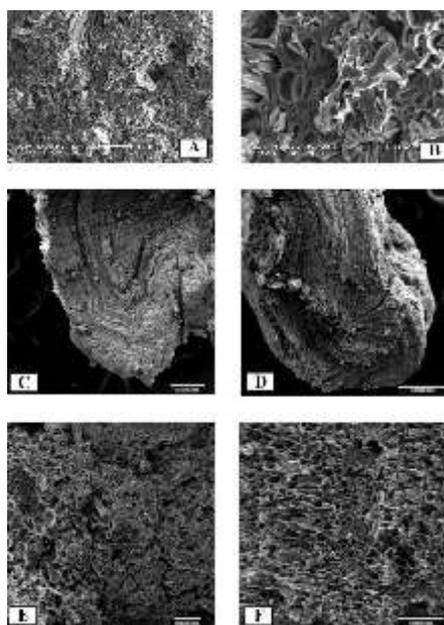
37-Aspecto de la excavación del yacimiento de Venta Micena (VM) en los años 70. Se observa una porción palatal de u cráneo de Elephas sp con los molares deciduales (de leche).



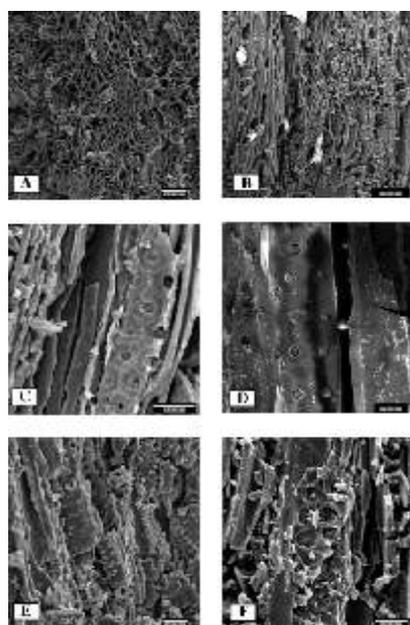
38-Nivel de incendio limitado por falla en la case del corte de río Castril (CRC).



39-Detalle de Angiospermas - Monocotiledóneas. A (40X) y B (100X) son partículas cilíndricas de monocotiledóneas, en las cuales sólo se ha podido observar su morfología externa y el plano transversal. C (900X) y D (153X) planos transversales donde se aprecia un haz conductor completo y el tejido que lo envuelve. E (900X) Plano longitudinal tangencial con células de parénquima y vasos con las puntuaciones escalariformes en sus paredes. F (1300X) Detalle de las paredes de los vasos del metaxilema.



40-Alteraciones en la estructura de la madera. A (404X), B (1600X). En ambos planos transversales se observa la fractura y compresión de los elementos anatómicos, probablemente, debido procesos postdeposicionales. C (80 X) monocotiledónea y D (110X) gimnosperma. Estructuras sinuosas de raíces o nudos. E (300X) plano transversal de monocotiledónea donde se aprecia la fractura y desestructuración de los tejidos más blandos. F (100X) monocotiledónea actual carbonizada en su plano transversal. Los elementos anatómicos de E son más pequeños de lo normal en el material carbonizado, compárese con F.

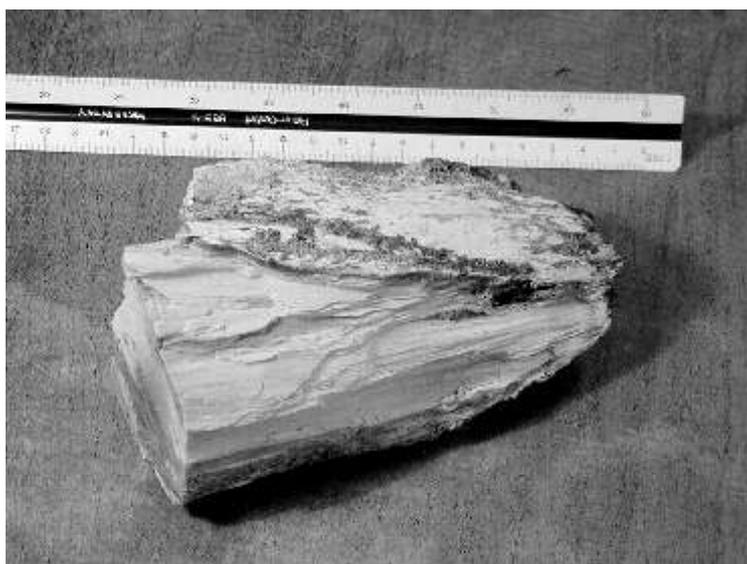


41-Detalle de Gimnospermas - Gnetales. A (600X) en el plano transversal de Gnetales, los vasos aislados y de pequeño diámetro casi se confunden con las traqueidas. B (450X). Plano longitudinal tangencial donde se aprecian los radios del parénquima. C (2500X) Punteaduras areoladas de las paredes de las traqueidas, que son similares a D (800X); éstas corresponden a un carbón de Pinus tipo nigra del Paleolítico superior de Cova de les Cendres (Teulada, Alicante). E (1500X), F (2000X) Panorámica del plano longitudinal radial, donde se aprecia la perforación foraminada de los vasos.



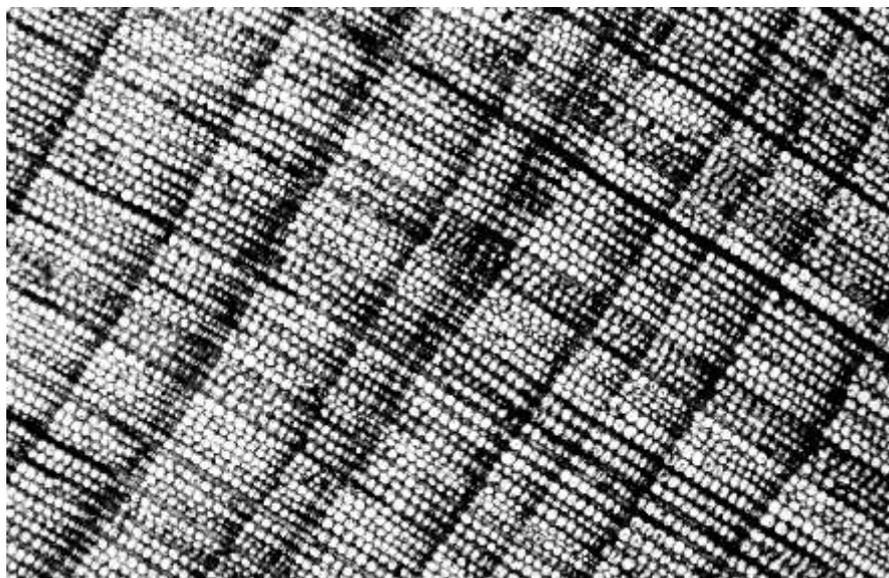
42-Detalle del tronco silicificado de Galera.

---



43-Detalle del tronco silicificado de Galera.

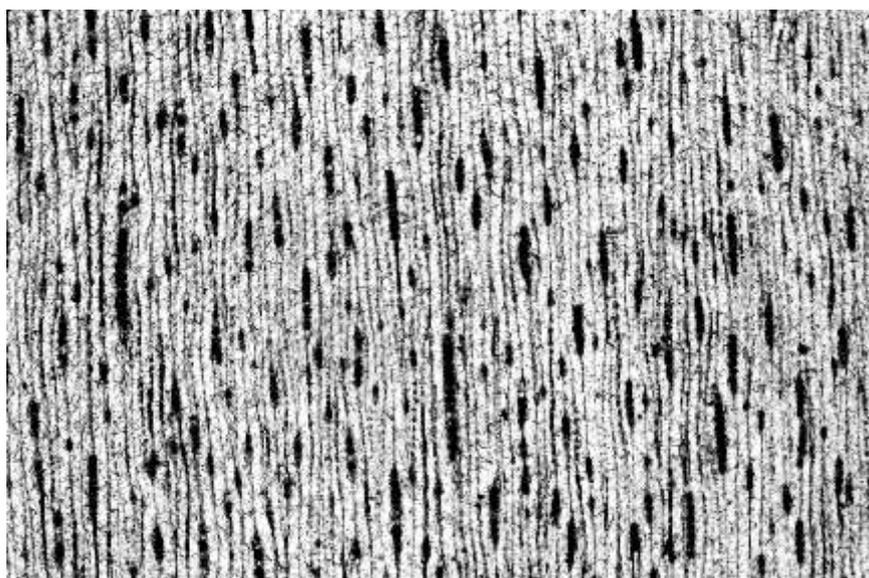
---



---

44-Sección transversal del tronco silicificado fotografiado con objetivo 5x. Se observan anillos de crecimiento estrechos con traqueidas de sección circular y poligonal.

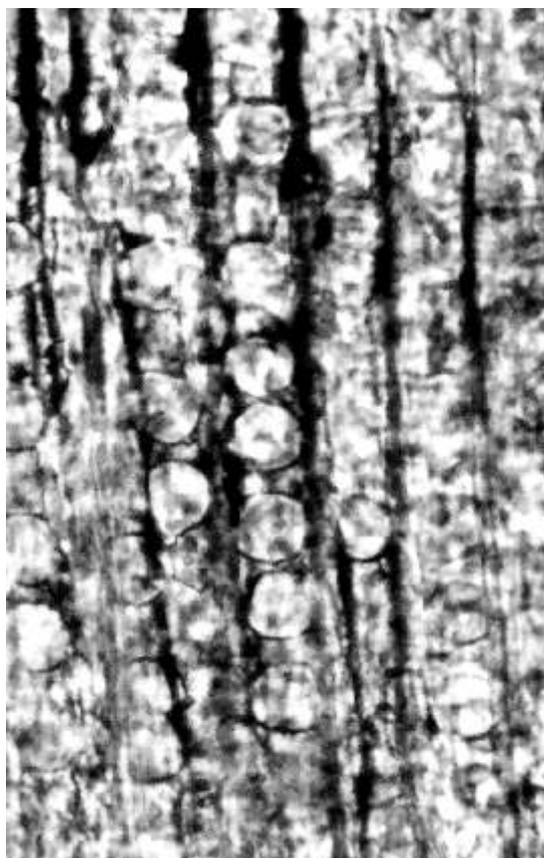
---



---

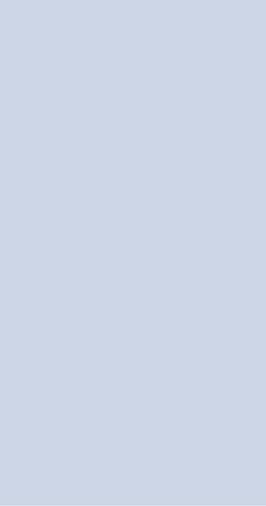
45-Sección tangencial del tronco silicificado fotografiado con objetivo de 5x. Se observan radios uniseriados homogéneos de pequeña altura.

---



---

46-Sección radial del tronco silicificado fotografiado con objetivo de 20x. Detalle de punteaduras areoladas uniseriadas en las paredes tangenciales de las traqueidas.



## 8. Moléculas fósiles: interpretación paleoambiental



## 8. Moléculas fósiles: interpretación paleoambiental

## 8.1 Introducción

En cualquier sedimento, aunque haya sufrido diagénesis, existen no sólo componentes minerales inorgánicos, también aparecen moléculas orgánicas que son herencia de los componentes orgánicos de los seres vivos que habitaron en la zona donde se depositaron los sedimentos o en su área fuente. Debido a la diagénesis estas moléculas se transforman dando lugar a otras, que a su vez serán indicadores de los procesos de modificación que han sufrido las moléculas orgánicas de origen. De una forma general, estos compuestos se denominan "biomarcadores" y en una cuenca de historia tan reciente y diagénesis muy limitada como la cuenca de Guadix-Baza, es de esperar que sean reflejo de los seres vivos, principalmente plantas que colonizaban la cuenca.

Se analizaron los biomarcadores diversas localidades (Venta Micena, Huéscar, Cúllar-Baza, Fuente Amarga, CBS-224) con el fin de definir su paleoambiente. Los resultados obtenidos se compararon con datos procedentes del análisis paleontológico palinológico. En el caso de la muestra CBS-1 se realizó análisis de biomarcadores y de CHN para evaluar la madurez molecular de la materia orgánica.

Se seleccionaron los siguientes biomarcadores e índices: *n*-alcanos, cadena predominante de *n*-alcanos, índice Paq, índice pristano/fitano, índice pristano/*n*-c17, *n*-metil-cetonas, azufre, kaureno-15 y filocladeno (kaureno-16), gammacerano, á y â amyrrin, vitamina E y ácido dehidroabiótico.

Los *n*-alcanos pueden considerarse como indicadores de plantas superiores e inferiores. Las diferencias más importantes en la composición se dan exclusivamente entre los principales grupos vegetales, como la "lignina", compuesta por unidades de polihidroxifenol, que sólo se da en plantas superiores. A partir del contenido de *n*-alcanos se pueden establecer distintos índices que proporcionan información acerca de las características del medio y que se van a exponer a continuación.

Cada muestra puede caracterizarse por la predominancia de una cadena de *n*-alcanos que indica el peso de los aportes de materia orgánica en la que, de un modo general, se diferencian tres grandes grupos:

- a) plantas superiores terrestres: predominio de cadenas de *n*-alcanos superiores con más de 25 átomos de carbono.

- b) macrofitas acuáticas: cadenas de *n*-alcanos comprendidas entre 21 y 25 átomos de carbono.
- c) plantas inferiores (algas y microorganismos): predominio de cadenas de *n*-alcanos con menos de 21 átomos de carbono.

En cada uno de los tres grupos principales se pueden diferenciar con más detalle distintos orígenes y aportes mayoritarios de la materia orgánica en función de la longitud de la cadena del *n*-alcano predominante.

En general, las plantas superiores poseen todas estas cadenas pero cada subgrupo de plantas sintetiza precursores de *n*-alcanos con predominancias de un número de carbonos específico (Lockheart *et al.*, 2000; Cranwell, 1987; Engel y Macko, 1993). Los *n*-alcanos presentes en las ceras de la cutícula de las plantas superiores contienen entre 23 y 35 carbonos con una clara predominancia de las cadenas de número impar de carbonos (Rieley *et al.*, 1991), y unos valores máximos situados principalmente en las cadenas de 27 y 29 carbonos. Las cadenas de 29 y 27 carbonos, como *n*-alcanos mayoritarios, se consideran derivadas de árboles, plantas leñosas (Cranwell, 1987); algunos autores indican que la cadena de *n*-alcanos con 29 átomos de carbono es predominante en sedimentos que derivan de árboles de hoja caduca (Engel y Macko, 1993). Cuando predominan las cadenas de 31 carbonos se considera que la materia orgánica fue originada, mayoritariamente, por aportes de plantas de ribera, hierbas y vegetación de pantano (Cranwell, 1987; Ficken *et al.*, 1998).

Los *n*-alcanos de muchas macrofitas flotantes y subacuáticas se caracterizan por tener máximos en las cadenas de 21, 23 ó 25 carbonos (Ficken *et al.*, 2000). Los *n*-alcanos saturados provenientes de fitoplancton están comprendidos, normalmente, entre 15 y 20 carbonos, con el máximo casi universal en la cadena de 17 carbonos para algas, y en la de 19 carbonos para algunas cianobacterias (Cranwell, 1987). La dominancia de cadenas pares de *n*-alcanos, en el rango de 14 a 22 carbonos se ha asociado a los aportes de materia orgánica procedente de bacterias fotosintéticas y no-fotosintéticas, cuyos máximos se localizan entre las cadenas de 16 a 21 carbonos.

Para realizar una primera aproximación al origen de la materia orgánica a partir de la cadena predominante de *n*-alcanos, se emplea un índice que resulta de dividir la abundancia de *n*-alcanos de ca-

denas superiores a 24 átomos de carbono entre la abundancia de *n*-alcanos de cadenas inferiores a 23 átomos de carbono.

Ficken *et al.* (2000) proponen el *índice Paq* como un sistema de aproximación a la valoración de los distintos aportes de uno u otro tipo de macrofitas al sedimento, que mide la abundancia relativa de las cadenas de 23 y 25 carbonos, características de macrofitas flotantes y subacuáticas, frente a las cadenas de 29 y 31, características de plantas terrestres:  $Paq = (c23 + c25) / (c23 + c25 + c29 + c31)$ , ya que las macrofitas emergentes tienen distribuciones de *n*-alcanos y *n*-alcanoles similares a las plantas terrestres (Barnes, 1978; Cranwell, 1984), mientras que las flotantes y subacuáticas tienen distribuciones con máximos en las cadenas de 21, 23 ó 25 carbonos (Barnes, 1978; Cranwell, 1984; Ogura *et al.*, 1990; Viso *et al.*, 1993). Además, las macrofitas acuáticas son una fuente importante de material lipídico en los sedimentos de lagos de aguas no estancadas (Ficken *et al.*, 1998). Valores altos de este índice indican un aporte de materia orgánica a partir de macrofitas flotantes y subacuáticas, sugiriendo un aumento de agua disponible en el sistema (Ficken *et al.*, 2000) y definen tres intervalos que diferencian el origen de la materia orgánica son: inferiores a 0.1 (plantas terrestres), 0.1-0.4 (macrofitas emergentes) y 0.4-1 (macrofitas subacuáticas y flotantes).

El pristano (Pr) y el fitano (Fy) son, normalmente, los hidrocarburos isoprenoides más abundantes en muestras geológicas. La relación Pr/Fy se puede utilizar para la determinación de las condiciones ambientales (óxica-anóxica) que existían en la masa de agua en el momento de la deposición de los sedimentos (Didyk *et al.*, 1978). De acuerdo con ello, en muestras de sedimentos depositados en ambientes totalmente anóxicos (columna de agua + fondo) el índice suele presentar valores muy inferiores a 1, mientras que en ambientes oxidantes la relación es mucho mayor que 1. Los valores próximos a 1 se dan en escenarios donde se dio una alternancia de medios óxicos y anóxicos o cuando, en un sistema acuático, la superficie de contacto de la lámina óxica y la anóxica fluctúa. De cualquier modo, este índice por sí solo no es completamente definitorio ya que pueden existir fuentes alternativas de estos compuestos. Así pues, para realizar una valoración más afinada del paleoambiente del escenario conviene utilizar otros parámetros, por ejemplo: en sedimentos antiguos una concentración alta de porfirinas, junto con concentraciones elevadas de

azufre y un índice Pr/Fy menor que 1 indicarán un ambiente anóxico.

Un parámetro que puede ayudar al análisis paleoambiental es el índice Pr/*n*-c17 ya que cuando la materia orgánica se deposita en aguas bien oxigenadas se obtienen valores menores de 0.5 mientras que en turberas y ciénagas el ratio supera la unidad (Lijmbach, 1975). Para valores intermedios, entre 0.5 y 1, se suponen alternancia de ambientes entre sistemas acuáticos estancados y con circulación de agua.

En general, las *n*-metil-cetonas proceden de la degradación microbiana de los correspondientes alcanos o de la beta-oxidación de los correspondientes *n*-alcanos y *n*-alquenos (Arpino *et al.* 1970; Simoneit y Mazurek, 1979). Ambos supuestos están de acuerdo con la predominancia observada de impar sobre par en las *n*-metil-cetonas. Cranwell (1985, 1987) detectó en sedimentos lacustres la presencia de *n*-metil-cetonas con una distribución similar a la de los *n*-alcanos, sugiriendo su oxidación microbiana "in situ"; hipótesis que el autor sustenta por el aumento de las *n*-metil-cetonas y la aparición de 2-alcanoles en sedimentos profundos. Aunque estos estudios sugieren la correspondencia de las metil-cetonas con la distribución de *n*-alcanos o *n*-ácidos, la correspondencia entre las distribuciones de estos compuestos no es siempre tan unívoca. Volkman *et al.* (1980, 1983) sugieren que procesos diagenéticos como la fijación a sedimentos y la biodegradación puede ser causa de esa peor correlación. Se ha sugerido también que cuando existen dos fuentes de *n*-alcanos, por ejemplo algas y plantas superiores, la oxidación microbiana de las últimas, previa a la incorporación al sedimento en ambiente terrestre, puede modificar la distribución final de metil-cetonas (Volkman *et al.*, 1980).

El azufre es indicador de actividad bacteriana. Su ciclo comienza con el aporte de sulfato al medio acuático que es incorporado a la cadena trófica por las bacterias sulforreductoras y anaerobias fotosintetizadoras. Las bacterias sulforreductoras (ej. *Desulphovibrio*, *Desulphobacter*) son anaerobias reducen el sulfato a SH<sub>2</sub>. Luego las bacterias anaerobias foto-sintetizadoras verdes y púrpuras (*Chlorobium* y *Chromatium*), que se desarrollan en la zona próxima al ambiente aerobio, utilizan la luz para transformar los productos de la degradación anaerobia (SH<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>), transformando el SH<sub>2</sub> en azufre elemental y seguidamente a sulfato. La primera etapa, formación de azufre elemental, es rápida, mientras que la se-

gunda, formación del sulfato, es más lenta y se produce una acumulación de azufre (Killips, 1993).

El kaureno-15 y filocladeno (kaureno-16) son diterpenos cíclicos. El filocladeno (kaureno-16) se asocia a gimnospermas del tipo de las Podocarpaceae, Araucariaceae y Cupresaceae (Noble *et al.*, 1985; Brophy *et al.*, 2000). En general, están ligados a coníferas y su presencia en sedimentos marinos y lacustres se atribuye a la incorporación de partículas impregnadas de resina o al polen (Simoneit, 1977). Recientemente se detectó su presencia en los arbustos de la familia de las Cistaceae, muy frecuentes en el área mediterránea (Angelopoulo *et al.*, 2001), p.e. la jara.

El gammacerano es un triterpeno C<sub>30</sub> no-hopanoide. Su presencia en cantidades elevadas, en general, indica el depósito de materia orgánica en ambientes altamente reductores con condiciones hipersalinas (ten Haven *et al.*, 1987, Moldovan *et al.*, 1985, Adam *et al.*, 1993). Según Rohrbach (1983) y Moldovan *et al.* (1985) aparece en petróleos marinos procedentes de rocas madre de composición carbonatada o evaporítica. En algunos estudios se han observado valores del índice Pr/Fy mucho menores a 1, propios de condiciones muy reductoras y/o ambientes hipersalinos (Fu *et al.*, 1986, ten Haven *et al.*, 1987, Hughes *et al.*, 1995), con elevados contenidos de gammacerano (Peters y Moldovan, 1993; Huang and Pearson, 1999; Chen y Summons, 2001).

El gammacerano también se puede originar a partir del tetrahymanol, biosintetizado por la actividad de ciliados anaerobios que viven por debajo de la quimioclina (Sinninghe Damsté *et al.*, 1995) alimentándose de las bacterias verde y púrpura produciendo tetrahymanol ya que en su dieta faltan los esteroides. Por lo tanto, la presencia de este compuesto también se puede emplear como un indicador de estratificación en la columna de agua con el desarrollo de un ambiente anaerobio en su parte inferior.

El *α* y *β* amyryn son alcoholes del grupo de los triterpenos. Son constituyentes de las ceras de las dicotiledóneas (Chaffee *et al.*, 1986). Únicamente se preservan en la turba y el lignito pero no en sedimentos con un grado de carbonización mayor.

En general la vitamina E se asocia a los aportes de plantas oleaginosas en cuyas semillas su concentración es elevada. La vitamina E es importante en semillas de avellana y girasol (Delgado-Zamarreño *et*

*al.*, 2001). Los aligustres, frecuentes en el área mediterránea pertenecen a la familia *Oleaceae*.

El ácido dehidroabiético es un diterpenoide geológicamente estable (se ha llegado a determinar en sedimentos del Jurásico; Simoneit, 1980) derivado de los ácidos abiéticos. Se ha encontrado en sedimentos marinos (Simoneit, 1977) y su presencia en medios lacustres continentales está ligada inequívocamente al aporte de resinas de coníferas (Pereira *et al.*, 1982).

## 8.2 Metodología

Para la determinación de biomarcadores de las muestras se trituraron entre 35 y 50 gramos de sedimento y se introdujeron en cartuchos de extracción de fibra de cuarzo. Para la extracción se usó diclorometano (DCM)-metanol (MeOH), de calidad para análisis de trazas (calidad Suprasolv, MERCK), en la proporción 2:1(v/v). El montaje de extracción consta de: soxhlet, refrigerante de columna, matraz de vidrio, manta calefactora con regulador de potencia y agitador magnético.

El montaje así dispuesto se conectó a la red eléctrica y de agua dejándolo operar durante 24 horas. Una vez fríos los matraces el extracto se evaporó en rotavapor a sequedad. El bitumen se extrajo de los matraces con DCM.

Posteriormente se procedió a la separación previa de tres fracciones (A, B y C) mediante cromatografía líquida en columna de gel de sílice y alúmina con tres disolventes con distintas polaridades, de menor (hexano) a intermedia (diclorometano-hexano al 80%) y mayor polaridad (metanol) que se evaporaron a sequedad en rotavapor.

Tras añadir a las muestras 1 ml de diclorometano se analizaron en un cromatógrafo Hewlett-Packard 6890 Series con corriente de helio y una columna HP-5MS. Se empleó un detector selectivo de masas Hewlett-Packard 5973. En este equipo se introdujo un programa de condiciones de análisis puesto a punto por el LEB. Los resultados se almacenaron en cdroms y se interpretaron empleando el programa Data Análisis que contiene la biblioteca Wiley.

Para la realización del análisis CHN de la muestra CBS-1 se tomaron 2 gramos, previamente triturados hasta un tamaño de partícula de 1 mm que se introdujeron en una estufa a 50°C durante 24 horas, luego se pesaron en una balanza de precisión.

Se introdujeron en un matraz y se adicionó HCl con pipeta Pasteur de manera gradual.

A la muestra se le asignó un embudo Buchner que se pesó junto con un filtro de nylon. El embudo con su filtro se colocó en un kitasato y se hizo vacío. Se añadió agua ultrapura al embudo. El matraz se lavó con agua ultrapura las veces fue necesario para arrastrar toda la muestra y, una vez depositada en el embudo, se lavó con 30 ml de agua tres veces con alícuotas de 10 ml. Terminado el lavado se retiró el Buchner colocándolo en una bandeja. Se dejó en la estufa a 50°C durante 24 horas. Pasado este tiempo se pesó el conjunto Buchner+filtro+muestra. La muestra tratada se recogió y almacenó.

Una pequeña cantidad de extracto se introdujo en una cápsula de estaño, tarada previamente, y se introdujo en el equipo analizador LECO CHN-600.

## 8.3 Resultados

La identificación de los biomarcadores seleccionados se identificó en los cromatogramas de las diferentes fracciones a partir de su ión característico (tabla 8.1)

Las áreas de cada pico en el cromatograma, fueron corregidas por el peso de las muestras en base seca, de modo que las áreas quedan expresadas en área/gramo de muestra. Los índices resultantes del análisis de materia orgánica para las muestras recogidas en Venta Micena, Huéscar, Cúllar-Baza, Fuente Amarga y CBS-224 aparecen en la tabla 8.2.

## 8.4 Resultados

### Venta-Micena

La ausencia de azufre de biogénico y gammacerano y el alto índice Pr/Ph (1.68) indican que la masa de agua que se instaló en el área de Venta Micena fue somera, con predominio de condiciones oxidantes, lo que coincide con los datos del estudio polínico. El hecho de que el ratio Pr/c17 supere la unidad (1.15) también indica unas condiciones tranquilas-aguas estancadas.

El contenido total de n-metil-cetonas de este nivel es el más alto, que confirma que las condiciones fueron muy oxidantes.

El ratio de cadenas largas sobre cadenas cortas de alcanos es alto (7.75). Analizando la cadena de n-alcanos predominante, se observa que las más abundantes son las de 29 y 31 átomos de carbono, que indica que el aporte de vegetación correspondía a plantas superiores, en concreto a plantas leñosas (c29) o hierbas, plantas de ribera y vegetación pantanosa (c31). No obstante, el contenido en n-alcanos con un número bajo de carbonos, en concreto 17, que derivan de algas y microorganismos, es significativo.

Asimismo, el índice Paq (0.21) en este yacimiento indica la existencia, aunque no muy importante ya que su valor es bajo, de macrofitas emergentes.

En lo que respecta al aporte de plantas superiores, la ausencia de kaureno-15 y filocladeno, que indican aportes de gimnospermas, y la presencia de ácido dehidroabiético, que se encuentra en la resina de coníferas, indica que el aporte de materia orgánica procedía seguramente de Pináceas, lo que concuerda con la presencia de pólenes de Pinus. La presencia de á y ã Amyrin también indica la existencia de dicotiledóneas. Aparentemente, no había plantas oleaginosas (ausencia de vitamina E).

La información obtenida a partir de estos resultados coincide con el estudio polínico, que sugiere la existencia de un medio con aguas dulces estancadas, someras y más o menos mesotróficas cuya temperatura media de 15-20°C, y con los datos aportados a partir del estudio paleobiológico y geoquímico de ostrácodos del sector este de la cuenca de Guadix-Baza por Ortiz (2000) ya que este yacimiento paleontológico quedaría englobado dentro del 2º Gran Período Cálido y Árido del Pleistoceno.

También coincide con los datos aportados por Sesé (1994) sobre los micromamíferos: la presencia de puercoespín (*Hystrix*) refleja un clima cálido. Otros estudios de macromamíferos (Martínez, 1992) deducen unas características climáticas cálidas, similares a las existentes en las sabanas africanas.

### Yacimiento de Huéscar

El análisis de materia orgánica de los sedimentos refleja, al igual que en el yacimiento de Venta Micena, nulos contenidos en azufre y gammacerano y da un índice Pr/Ph muy alto (1.63), sugiriendo también aguas someras, con ausencia de condiciones anóxicas. El contenido en n-metil-cetonas, sin alcanzar los valores de Venta Micena, es importante

lo que se podría interpretar como el desarrollo de oxidación.

El ratio Pr/c17 no supera la unidad aunque es alto (0.87) indicando alternancia de episodios con estancamiento y circulación de agua, aunque con tendencia a predominio de sistemas acuáticos tranquilos, lo que coincide con la información obtenida a partir de los pólenes y con los del propio afloramiento, el pie de un abanico aluvial.

La cadena de n-alcanos predominante corresponde a la de 17 carbonos, que se considera derivada de algas y/o microorganismos. A esto se une que el ratio de cadenas de alcanos largas sobre cadenas cortas es muy bajo (0.52), lo que indica un desarrollo importante de algas y microorganismos y un aporte escaso de plantas terrestres. El bajo valor del índice Paq (0.17) sugiere la escasa presencia de macrofitas.

A pesar de la baja presencia de bioindicadores de plantas terrestres, la presencia de kaureno-15 y filocladeno y la ausencia de ácido dehidroabiético indican que pudieron haberse aportado restos de gimnospermas de las familias Podocarpaceae, Araucariaceae, y Cupresaceae pero no a la familia Pinaceae. También había aportes procedentes de dicotiledóneas y ausencia de aportes provenientes de plantas oleaginosas.

La presencia de polen de Pinaceas y la ausencia de sus biomarcadores sugieren que el área donde se desarrollaron estas coníferas no debía estar próximo. La escasez de aportes de plantas terrestres está en concordancia con la interpretación paleoambiental: este yacimiento paleontológico se acumuló durante el 3<sup>er</sup> Gran Período Cálido y Árido del Pleistoceno definido para la mitad sur de la Península Ibérica (Ortiz, 2000). Esto coincide con la interpretación de Mazo *et al.* (1985) para quienes las condiciones climáticas existentes eran cálidas. Según Sesé (1991) las especies de micromamíferos determinadas indican condiciones húmedas lo que, sin embargo, contrasta con el trabajo de Alberdi *et al.* (2001) cuya reconstrucción paleogeográfica implicarían la existencia un bosque abierto con episodios periódicos de sequía, que sugiere un ambiente árido.

## Yacimiento de Cúllar-Baza

Este yacimiento se sitúa en el tránsito del 3<sup>er</sup> Gran Período Cálido y Árido al 4<sup>o</sup> Gran Período Frío y Húmedo.

Únicamente se detectan escasos restos de algas clorofíceas. Los contenidos en azufre biogénico y gammacerano son nulos, lo que indica la existencia de condiciones óxicas. Debido al escaso contenido en algunos compuestos, no se ha podido obtener el índice Pr/Fy. El contenido total de cetonas indicativo, por lo general, de condiciones oxidantes, no es muy alto si se compara con los valores de otras localidades.

Se aprecia un ratio de alcanos de cadena larga/corta muy alto (21.01) por lo que se supone un aporte importante de plantas superiores leñosas: la cadena de n-alcanos predominante con 27 átomos de carbono. Se desarrollaron también escasas macrofitas acuáticas emergentes (Paq = 0.15).

La vegetación terrestre estaba formada principalmente por dicotiledóneas (amiryn) aunque no se puede precisar más ya que no se han observado pólenes de plantas terrestres ni se han encontrado biomarcadores de gimnospermas, ni de plantas oleaginosas (falta de ácido dehidroabiético, kaureno-15, filocladeno y vitamina E).

Los ostrácodos presentes, exclusivamente *Cyprideis torosa*, son típicos de aguas permanentes sulfatadas o clorurado-sulfatadas e indican condiciones de alta salinidad.

Según Sesé (1991) las condiciones paleoclimáticas que existían cuando se formó este yacimiento eran benignas. Para Alberdi *et al.* (2001) las condiciones fueron frías y su reconstrucción paleogeográfica correspondía a un bosque abierto y poco poblado.

Hay que hacer mención que ambas interpretaciones no resultan especialmente contradictorias en este caso. El yacimiento paleontológico se sitúa en una zona de depósitos canalizados, de distributivo de pie de abanico: gravas con matriz arenosa. Cabe esperar que en un microentorno como este hubiera siempre agua disponible, propiciando un entorno "húmedo" puntual. La muestra para el análisis de biomarcadores no se tomó directamente del conglomerado en el que se sitúan los restos óseos, sino en unas arenas de grano fino-limos situados en un nivel que se relaciona con ellos por cambio de facies y/o suprayaciéndolos.

El estudio sobre gasterópodos de Robles (1989), revela que predominan los correspondientes a hábitats herbáceos abiertos con gran tolerancia a variaciones de temperatura y humedad. Doadrio y Casado (1989) determinaron la presencia de especies de peces típicas de baja salinidad, aunque ca-

paces de vivir en un amplio rango de temperaturas y de contenido en oxígeno.

## Fuente Amarga

Se observan algunas esporas de criptógamas vasculares y de briofitas, así como algunos granos de polen de gramíneas, *Ephedra* y *Artemisia*, junto con quistes algales. En las algas aparecen de forma dominante, filamentos correspondientes a la especie *Ovoidites parvus*, emparentada con las zigósporas de las Zygnematáceas y cuyo hábitat son los medios lacustres o palustres con poca renovación o aguas efímeras.

Fuente Amarga se caracteriza por ser una de las escasas localidades de la cuenca de donde el contenido en azufre biogénico es alto (tabla 8.2) y el valor del índice Pr/Ph (0.85) es inferior a 1, marcando que el cuerpo lacustre presentaba una lámina de agua relativamente importante que favoreció el desarrollo de condiciones anóxicas que, además, debieron tener una escasa movilidad, como se interpreta a partir del valor del ratio Pr/c17 (1.37). La presencia de gammacerano corrobora esta interpretación, indicando, además, que la salinidad debió ser alta. De hecho, los ostrácodos determinados en esta localidad pertenecen a la especie *Cyprideis torosa* que, cuando aparecen constituyendo acumulaciones lumaquéllicas son indicadores de alta salinidad.

Además, se observa que el contenido total de cetonas de este nivel no es muy elevado lo que sugiere que las condiciones fueron escasamente oxidantes, como ya se dedujo a partir de los valores de otros biomarcadores.

La predominancia de cadenas de n-alcanos largas sobre cortas (ratio = 4.65), principalmente las que tienen 29 y 31 átomos de carbono indica que existía un aporte importante de plantas superiores, plantas leñosas y/o hierbas, plantas de ribera y vegetación pantanosa. Éstas eran predominantemente coníferas o gimnospermas, sin aportes de dicotiledóneas ni de plantas oleaginosas.

El índice Paq (0.25) sugiere que se desarrollaron también macrofitas emergentes, aunque en proporción inferior a las plantas terrestres.

## Nivel CBS-224

En el nivel CBS-224 predominan los n-alcanos con un número bajo de carbonos ( $n\text{-alc} < 23/n\text{-alc} > 24$

= 0.72), en concreto 17, que derivan de algas y microorganismos, aunque también fue importante el desarrollo de macrofitas acuáticas, en particular las subacuáticas y/o flotantes (Paq=0.57). Esto sugiere que la lámina de agua debió ser "importante". La presencia de azufre biogénico, y el bajo contenido total de n-metil-cetonas (el más bajo), que sugieren la existencia de condiciones reductoras, así lo corrobora. Sin embargo, el valor del ratio Pr/Ph es ligeramente superior a la unidad, lo que indicaría una alternancia de condiciones anóxicas/óxicas. Esta falta de correspondencia se puede explicar por la existencia de fuentes alternativas de estos compuestos.

El alto ratio Pr/c17 (1.65) es indicativo de aguas tranquilas o estancadas. Además, la presencia de gammacerano, que no necesariamente está ligado a condiciones salinas, puede indicar estratificación de la columna de agua en lagos de latitudes medias. De hecho, este nivel, que se incluye dentro del 3<sup>er</sup> Gran Período Frío y Húmedo de GBE, es uno de los que contiene mayor diversidad faunística: carofitas, *Cerastoderma* sp., *Pisidium* sp., ostrácodos. En lo que respecta a la vegetación circundante al cuerpo lacustre se puede precisar que estaba constituida, entre otros, por representantes de la familia Pinacea ya que se han observado cantidades importantes de ácido dehidroabiético, indicador de la existencia de coníferas, unido a la ausencia de kaureno15 y filocladeno, que están presentes en otro tipo de gimnospermas. En este nivel no hay biomarcadores específicos de angiospermas ni de plantas oleaginosas.

## Nivel CBS-1

Como se ha visto en el apartado dedicado al análisis paleoantracológico, la muestra CBS-1 representa una singularidad importante, ya que testimonia un paleoincendio. En su estudio no se describe tanto el análisis de biomarcadores, forzosamente alterados por el proceso del incendio, sino el certificar si realmente tuvo lugar. Para ello se calculó el índice de preferencia de carbonos y se analizó en contenido de carbono, hidrógeno y nitrógeno.

El índice de preferencia de carbonos representa la predominancia de cadenas impares sobre pares en un rango determinado de cadenas de n-alcanos y se emplea habitualmente como un indicador de madurez de la muestra cuando existe una predominancia evidente de ceras de plantas superiores.

$$CPI = \left[ \frac{\Sigma(C23 - C31)_{\text{impar}} + \Sigma(C25 - C33)_{\text{impar}}}{2 \cdot \Sigma(C24 - C32)_{\text{par}}} \right]$$

Como inicialmente predominan cadenas de *n*-alcanos con un número impar de átomos de carbono, los valores de CPI son mayores que 1, tendiendo, con el tiempo (diagénesis) a un valor final de 1 con el incremento de la madurez (Killops y Killops, 1993). Esto se debe a que la predominancia de un tipo de cadena se diluye como consecuencia de la generación de grandes cantidades de *n*-alcanos sin preferencia en el número de carbonos.

Aun así, hay que tener en cuenta que un valor de CPI de 1 se puede interpretar como perteneciente a una muestra con un grado avanzado de madurez (en la catagénesis) o a una muestra inmadura con un aporte poco significativo de plantas superiores, lo que no se aplica en este caso donde las plantas superiores se ven.

El análisis de la proporción de carbono, hidrógeno y nitrógeno de los sedimentos puede definir el grado de madurez de la materia orgánica que contiene, es

decir, su estado de degradación, en particular, el ratio hidrógeno/carbono (H/C).

El ratio H/C viene determinado por dos factores principales, por un lado el origen de la materia orgánica, origen lacustre, marino o terrestre (Tipo I, II ó III), y por otro su madurez.

La madurez de la materia orgánica, como consecuencia de los procesos diagenéticos, deriva en una pérdida progresiva de heteroátomos, principalmente de oxígeno y de hidrógeno (Tissot *et al.*, 1974). De este modo el ratio H/C se va acercando a 0 desde un máximo teórico de 4 (relación atómica correspondiente al metano, CH<sub>4</sub>) conforme la estructura va perdiendo hidrógeno y se condensa en estructuras policíclicas aromáticas (Killops y Killops, 1993).

Los resultados de la determinación de las abundancias de los *n*-alcanos de la muestra CBS-1 se encuentran en la [tabla 8.3](#) correspondientes al cromatograma de la [figura 8.1](#). Los resultados del análisis CHN de la muestra CBS-1 figuran en la [tabla 8.4](#).

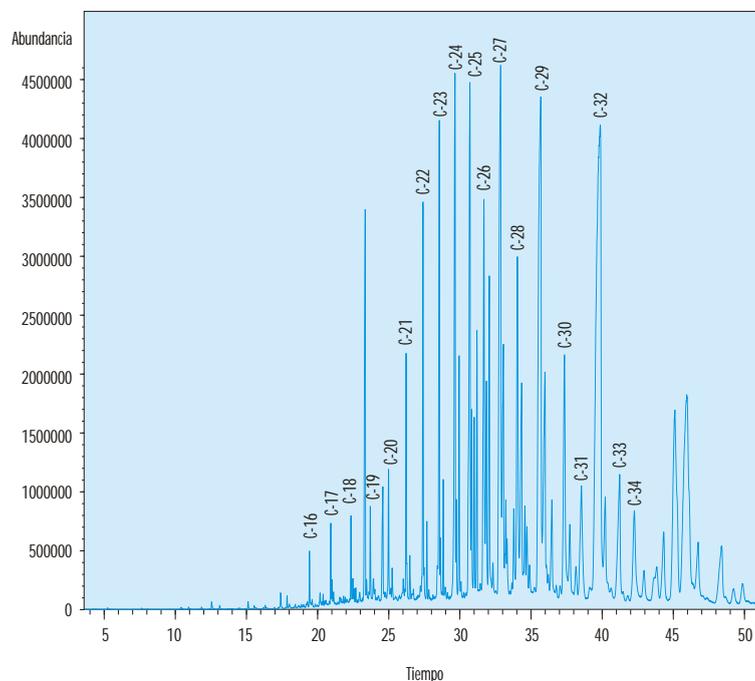


Figura 8.1. Cromatograma con la distribución de *n*-alcanos en la muestra CBS-1.

Tabla 8.1.  
Identificación de los diferentes compuestos en cada fracción con su ión correspondiente.

Compuestos	Fracción	Ión (m/z)
n-alcanos	A	57
n-metil-cetonas	A y B	58
azufre	A	63
kaureno-15 y filocladeno	A	257
gammacerano	A	191
ácido dehidroabiético	B	239
y ã Amyrin	C	218
vitamina E	C	430

Tabla 8.2.  
Biomarcadores en distintas localidades de GBE.

Localidades	Cadena predominante de n-alcanos	$\Sigma$ alcanos (n > 24) / $\Sigma$ alcanos (n < 23)	Índice Paq	Pr/c17	Pr/Ph	Cetonas	Log S
Venta Micena	29-31	7.75	0.21	1.15	1.68	2245343	-
Huéscar	17	0.52	0.17	0.87	1.63	377698	-
Cúllar-Baza	27	21.01	0.15	-	-	184790	-
Fuente Amarga	29-31	4.64	0.25	1.37	0.85	169331	13.25
CBS-224	17	0.72	0.57	1.64	1.04	16208	12.85

Tabla 8.2bis.  
Biomarcadores en distintas localidades de GBE.

Localidades	kaureno-15	filocladeno	gammacerano	vitamina E	Amiryn	Amiryn	Ac. dehidroabiético
Venta Micena	-	-	-	-	17618	2843	27404
Huéscar	142059	37465	-	-	12363	3353	-
Cúllar-Baza	-	-	-	-	26708	-	-
Fuente Amarga	5477818	1793895	2276	-	-	-	4179
CBS-224	-	-	521	-	-	-	2330

Tabla 8.3.  
Abundancias de n-alcenos de la muestra CBS-1.

n-alceno	abundancia
n-c16	15904503
n-c17	20831088
Pristano	8564876
n-c18	23376629
fitano	10204708
n-c19	28841126
n-c20	47870238
n-c21	80214476
n-c22	129311394
n-c23	178268279
n-c24	263125002
n-c25	294373706
n-c26	212561198
n-c27	441359992
n-c28	215767425
n-c29	584872685
n-c30	206875524
n-c31	136183032
n-c32	983930080
n-c33	145617942
n-c34	119794764

Tabla 8.4.  
Resultados del análisis de carbono-hidrógeno-nitrógeno en la muestra CBS-1.

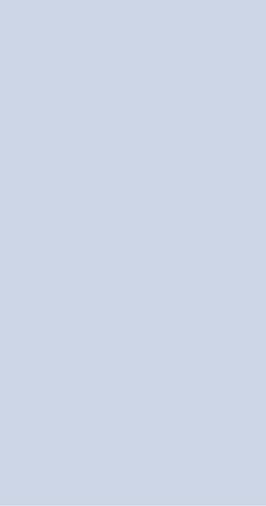
Muestra	C (%)	H (%)	N (%)
CBS-1	40.99	5.62	9.61

A partir de los resultados de la [tabla 8.3](#) el valor del índice de preferencia de carbonos (CPI) de la muestra CBS-1 es 0.86, que indica que hay una ligera predominancia de cadenas de *n*-alcanos con un número par de átomos de carbono. Esto podría indicar que se trata de una muestra inmadura con un aporte poco significativo de plantas superiores o bien que la muestra tiene un grado avanzado de madurez. Como la paleoantracología, reveló la abundancia de restos vegetales de plantas terrestres, implica que el valor del CPI de la muestra CBS-1 está relacionado con los procesos diagenéticos sufridos (incendio) y no a su origen.

Por otro lado, el valor del índice H/C es bastante bajo (0.137), que comparado con el valor máximo teórico, que es 4, indica que ha sufrido procesos

diagenéticos, aumento de temperatura principalmente, que han contribuido a la pérdida de átomos de hidrógeno haciendo que la proporción de átomos de carbono ascienda de manera muy significativa.

La edad de los materiales del nivel CBS-1, que corresponden al Plioceno terminal (ca. 2 Ma), recientes desde el punto de vista geológico, y el valor de la tasa de sedimentación del sector este de la Cuenca de Guadix-Baza ( $S_r = 4.464$  m/ka) implican que cambios diagenéticos, tan importantes en la estructura de la materia orgánica como los observados en CBS-1, no se han producido como consecuencia de un enterramiento profundo durante un tiempo largo. En conclusión, se puede afirmar que los materiales del nivel CBS-1 se vieron afectados por un paleoincendio.



9. Geoquímica  
inorgánica: carbonatos  
e inclusiones fluidas,  
interpretación ambiental



9. Geoquímica inorgánica: carbonatos  
e inclusiones fluidas, interpretación ambiental

## 9.1 Análisis isotópico de carbonatos

Como ya se ha visto anteriormente las características paleoambientales de un sistema lacustre se pueden interpretar a partir de la asociación de especies de ostrácodos. No obstante, también se puede obtener información acerca de la evolución paleoambiental mediante el análisis geoquímico de sus valvas (Anadón *et al.*, 1994) ya que la calcificación de las conchas se produce en equilibrio isotópico con el oxígeno y carbono del agua. Los elementos traza y los isótopos estables de carbono y oxígeno proporcionan información sobre la salinidad, temperatura e hidrología de la masa de agua.

El trabajo se centró en el análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno en las valvas del ostrácodo *Cyprideis torosa* (Jones). Esta especie es la más abundante en las muestras estudiadas y coloniza aguas con un rango de salinidades muy amplio (0.5 ‰ a 140 ‰).

### Isótopos estables de oxígeno

El ratio  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  en carbonatos autigénicos depende tanto del ratio  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  en el agua en la que se forman como de la temperatura. La  $^{18}\text{O}$  en aguas marinas y continentales decrece con un incremento de la temperatura o con un descenso de la salinidad (concentración iónica). Sin embargo, en ambientes continentales los carbonatos precipitan en equilibrio químico con las aguas, mostrando composiciones isotópicas variables, por lo que su uso para cálculo de temperaturas es más complejo. Además, la composición isotópica del agua dulce puede variar hasta 10 veces más que el agua del mar como consecuencia del fraccionamiento isotópico (Herráez, 1999).

El cálculo de la temperatura a partir de composición isotópica del agua de lluvia se basa en la ecuación de Dansgaard (1964): un incremento de temperatura de 1°C produce un aumento de 0,69 ‰ en la  $^{18}\text{O}$  del agua de lluvia, aunque este valor depende de la latitud ("con una media de 0,4-0,5 ‰ en regiones templadas" según Broecker, 1992), siendo 0,4 ‰ para la Península Ibérica (Delgado, com. pers. 2000). Por otro lado, el factor de fraccionamiento dependiente de la temperatura para la  $^{18}\text{O}$  durante la precipitación de la calcita es 0,26 ‰ por grado centígrado (Craig, 1965).

Durante el proceso de evaporación, el agua del mar se enriquece en el isótopo más ligero del oxígeno ( $^{16}\text{O}$ ) que se escapa más fácilmente y, por tanto, la atmósfera se enriquece en  $^{16}\text{O}$ . Posteriormente, el vapor se condensa y cae en forma de lluvia, quedando el vapor restante progresivamente enriquecido en el isótopo  $^{16}\text{O}$ . A medida que el vapor de agua (nubes) penetra en los continentes, la lluvia se vuelve progresivamente más ligera. Este proceso tiene mayor importancia cuando la condensación tiene lugar a bajas temperaturas, como en las montañas o a bajas latitudes (Brenchley y Harper, 1998).

Además, en zonas áridas, la lluvia sufre una evaporación importante antes de alcanzar la tierra por lo que, el agua de lluvia se hace más pesada y, por tanto, se enriquece en  $^{18}\text{O}$  (Rozansky *et al.*, 1993). El efecto de la cantidad de lluvia es, también, muy importante ya que a medida que la lluvia cae, la  $^{18}\text{O}$  del agua va disminuyendo progresivamente en el vapor de agua de las nubes. A veces, este efecto supera la influencia que puede tener la temperatura sobre la  $^{18}\text{O}$ .

En los medios continentales (lagos o lagunas) la  $^{18}\text{O}$  de los carbonatos refleja, principalmente, otros fenómenos como la evaporación o la contribución de las aguas meteóricas mientras que los cambios de temperatura pueden quedar enmascarados (Anadón, 1995).

En general, el agua de la lluvia y de la escorrentía tiene valores de  $^{18}\text{O}$  bajos (Holmes *et al.*, 1997). Por otro lado la  $^{18}\text{O}$  se incrementa en el lago con la evaporación. Por lo tanto, los valores altos de la  $^{18}\text{O}$  reflejan ratios de precipitación/evaporación (P/E) bajos (Lister, 1988; Holmes *et al.*, 1997; Lister *et al.*, 1991). También la  $^{18}\text{O}$  es mayor cuando los tiempos de residencia son largos (Lister, 1988; Lister *et al.*, 1991) y, cuando la superficie del lago es grande, la pérdida de agua (por evaporación) será mayor, obteniéndose valores más altos de la  $^{18}\text{O}$  que en lagos pequeños (Lister, 1988). Según Gasse *et al.* (1987), el efecto de la evaporación en un lago durante un clima árido es predominante y producirá un incremento tanto en la salinidad como en el contenido en isótopos pesados en el agua.

En resumen, las variaciones de la  $^{18}\text{O}$  se interpretan como reflejo de la influencia de la salinidad y la temperatura. Así, en sistemas lacustres las oscilaciones de la  $^{18}\text{O}$  se deben, principalmente, a variaciones en el ratio evaporación/aportes (E/I), siendo la  $^{18}\text{O}$  más alta cuando el ratio E/I crece y, por tanto, hay un incremento en la salinidad y un des-

censo de la lámina de agua. En el trabajo de Anadón *et al.* (1994) realizado en el área de Orce, se interpretó que el incremento de la  $^{18}\text{O}$ , medida en valvas de *Cyprideis torosa* (Jones) correspondía a períodos con más salinidad, mientras que los descensos de la  $^{18}\text{O}$  se atribuyeron a episodios con mayor dilución. Cuando el tiempo de residencia es alto los valores de la  $^{18}\text{O}$  también se incrementan.

### Isótopos estables de carbono

El ratio  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  en el agua también se refleja en las valvas de los ostrácodos durante su formo, aunque el efecto de la temperatura es menor y más suave si se compara con el que afecta a los isótopos del oxígeno (Durazzi, 1977). El fraccionamiento de los isótopos de carbono depende de la temperatura durante la precipitación del carbonato, siendo  $0.035\text{‰}$  por grado centígrado (Emrich *et al.*, 1970).

Debido a que el efecto vital puede afectar a las relaciones entre los isótopos de carbono, éstas son más complicadas de interpretar que las del oxígeno y establecer su significado es más complejo. En algunos casos proporcionan información sobre la productividad del lago (Siegenthaler y Eicher, 1986). Según Talbot (1990) los valores bajos de  $^{13}\text{C}$  se pueden asociar a: productividad primaria baja, tiempos de residencia cortos y cuencas de recepción con abundante vegetación. Por el contrario los valores altos de  $^{13}\text{C}$  se pueden deber a: productividad primaria alta, incremento de la evaporación o a la falta de equilibrio en el intercambio de  $^{13}\text{C}$  con la atmósfera.

#### 9.1.1 Metodología

Se recogieron un total de 621 muestras (ca. 3 kg) cada 40-50 cm a lo largo de los primeros 323 metros de la sección tipo, que fueron tamizadas (a 2.5 cm y  $250\text{ }\mu\text{m}$ ) y estudiadas bajo una lupa binocular.

Se seleccionaron de 30 a 50 valvas de la especie *Cyprideis torosa* (Jones).

Una vez seleccionados los caparazones, previamente a su envío al laboratorio de isótopos estables, y para eliminar la materia orgánica se procedió a calentarlos a  $400^{\circ}\text{C}$  durante una hora en atmósfera de nitrógeno en un horno cilíndrico, con un reactor en su núcleo, un termopar para conocer la temperatura en el reactor y un TIC para controlar la temperatura. Un "tren" portamuestras se introducía por un extremo del reactor, por el que se hacía circular una corriente controlada de nitrógeno

Los análisis de los isótopos estables de carbono y oxígeno se realizaron en el laboratorio de isótopos estables de la Estación Experimental "El Zaidín" de Granada, del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 251. Para obtener el dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) de las muestras se empleó ácido fosfórico al 100% durante 30 minutos en un baño termostático a  $80^{\circ}\text{C}$ . El error experimental para los carbonatos fue inferior a  $\pm 0.05\%$ , usando como estándares internos, Carrara y EEZ-1 que fueron previamente comparados con NBS-18 y NBS-19. Todas las medidas se expresaron con la notación  $(\delta)^{\text{‰}}$ , tomando de referencia el PDB (PeeDee Belemnite).

#### 9.1.2 Resultados

Los valores de  $^{13}\text{C}$  obtenidos en *Cyprideis torosa* (Jones) están comprendidos entre  $-9.68\text{‰}$  y  $-2.0\text{‰}$  y los valores de  $^{18}\text{O}$  oscilan entre  $-11.08\text{‰}$  y  $+4.9\text{‰}$ . Hay que destacar la existencia de valores positivos de  $^{18}\text{O}$ , que comúnmente se obtienen en los análisis de materiales marinos y que anteriormente se interpretaron erróneamente como la existencia de ambientes marinos (Bonnadonna y Leone, 1989).

En nuestra opinión los valores altos de  $^{18}\text{O}$  reflejan variaciones de condiciones paleoambientales continentales. Las variaciones de  $^{13}\text{C}$  y  $^{18}\text{O}$  a lo largo de la sección tipo reflejan tanto períodos de alta evaporación con alta salinidad (alta  $^{18}\text{O}$ ) o intervalos de menor evaporación y menos salinos (baja  $^{18}\text{O}$ ).

#### 9.1.3 Discusión

El análisis paleoambiental realizado a partir de  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$  se basa no sólo en la interpretación de las variaciones a lo largo de la sección estratigráfica tipo, sino también en un análisis estadístico empleado para establecer las relaciones entre las variables. El coeficiente de correlación entre  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$  no es muy alto, aunque significativo:  $r=0.577$  ( $p=0.00$ ).

Esta correlación baja, aunque significativa, se explica por la falta de sintonía entre las curvas de la  $^{18}\text{O}$  y la  $^{13}\text{C}$  de las que la última suele mostrar cierto "retardo" respecto a las evoluciones de la  $^{18}\text{O}$ . Esto podría representar el retardo de respuesta de la biosfera (cubierta vegetal) a los cambios climáticos.

En primer lugar se realizó un análisis cluster entre los valores  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$  ("distancia superior minimal y distancia euclídea), con el objeto de distinguir diferentes grupos (fig. 9.1). El resultado es una clara separación en tres grupos que, además se distinguen en el análisis de regresión lineal entre la  $^{18}\text{O}$  y la  $^{13}\text{C}$  (fig. 9.2). Los grupos son:

- 1) Valores bajos de  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$
- 2) Valores intermedios de  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$
- 3) Valores altos de  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$

Se deben hacer las siguientes consideraciones sobre la relación entre las  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$  y los diferentes tipos de clima:

- 1) Durante los períodos glaciares la  $^{18}\text{O}$  del agua del mar se enriqueció en 1.5 ‰ según Shackleton (1995) o en 4 ‰ según Williams *et al.* (1988).
- 2) El 65% de la evaporación del agua del océano se produce en latitudes bajas, exactamente entre 30°S y 30°N (Rozanski *et al.*, 1993); por otro lado, la diferencia de temperatura del agua entre períodos fríos y cálidos en esas latitudes es muy pequeña: 2°C (CLIMAT, 1981) ó 5-6°C (Guilderson *et al.*, 1994). En consecuencia, el efecto de la temperatura en la  $^{18}\text{O}$  de la lluvia en latitudes bajas (que principalmente procede de la evaporación del agua del mar) estará enmascarada debido a que la temperatura del mar en esas latitudes casi no varía.

En resumen, debido a que aumenta la proporción de  $^{18}\text{O}$  en las aguas marinas durante un período frío, mayores cantidades del isótopo pesado de oxígeno se evaporarán haciendo que el vapor de agua de la atmósfera y las nubes tenga una  $^{18}\text{O}$  más alta que durante los episodios cálidos (Broecker, 1992).

Sin embargo, la temperatura media del aire cambió más que la del agua del mar. A partir de los estudios realizados en zonas climáticas mediterráneas como las turberas de La Grand Pile y Les Echets (Francia) se ha calculado una variación de temperatura media de 12°C desde el último máximo glaciar (Guiot, *et al.*, 1989). Burns *et al.* (*in press*) encontraron diferencias de 11°C en el lago Constanza (Alpes Centrales) durante este mismo período, interpretado a partir de los valores de la  $^{18}\text{O}$  analizados en ostrácodos. En el mar, González-Donoso *et al.* (2000) estimaron las variaciones de temperatura a lo largo de dos testigos de sondeo perforados cerca de la costa

sureste de España, en el Mar Mediterráneo. La mayor diferencia obtenida entre la temperatura de invierno más baja y la temperatura de verano más alta entre períodos glaciares e interglaciares calculada fue de 21.7°C.

Con objeto de conocer el efecto de los cambios de la temperatura global en el sur de la Península Ibérica, el siguiente paso fue estimar la variación teórica de la  $^{18}\text{O}$  y compararla con la variación real de la  $^{18}\text{O}$  obtenida en la cuenca de GBE (16 ‰). Para ello se consideró el efecto de la variación de la temperatura en la  $^{18}\text{O}$  del agua de lluvia que para la Península Ibérica, como ya se ha citado, se estima en 0.4 ‰/°C por 1°C.

Primero se calculó la variación teórica de la  $^{18}\text{O}$  en la atmósfera entre períodos fríos y cálidos, usando la mayor diferencia de temperatura descrita (21.7°C) a lo largo de todo el Pleistoceno en el sur del Mediterráneo (González-Donoso *et al.*, 2000), resultando:  $0.40 \text{ ‰/°C} \times 21.7^\circ\text{C} = 8.68 \text{ ‰}$ . Esto significa que la  $^{18}\text{O}$  del agua de lluvia será 8.68 ‰ más baja durante períodos fríos. Pero, debido a que el agua del mar se enriqueció en  $^{18}\text{O}$ , esta variación de  $^{18}\text{O}$  en la atmósfera debería ser menor. Esta diferencia teórica (8.68 ‰ o un poco menor) es muy pequeña si se la compara con el rango de valores de GBE, siendo 16 ‰, corroborando las grandes diferencias entre períodos glaciares e interglaciares que se pueden encontrar en los valores de la  $^{18}\text{O}$  en ambientes continentales (Herráez, 1999).

Además del cálculo de la  $^{18}\text{O}$  teórica en el agua de lluvia, también hay que considerar que la temperatura de calcificación es inversamente proporcional a la  $^{18}\text{O}$  con una tasa de 0.26 ‰/°C por grado Celsius (Craig, 1965). En las aguas continentales de la cuenca GBE, con una máxima diferencia de temperatura de 21.7°C entre veranos e inviernos en esa latitud (González-Donoso *et al.*, 2000), se obtiene:  $21.7 \text{ °C} \times -0.26 \text{ ‰/°C} = -5.642 \text{ ‰}$ .

Teniendo en cuenta los efectos de la temperatura sobre la variación de la  $^{18}\text{O}$  en la lluvia y durante la calcificación, la variación neta teórica de la  $^{18}\text{O}$  entre los episodios fríos y cálidos en la cuenca de GBE sería  $3.038 \text{ ‰}$  ( $8.68 \text{ ‰} - 5.642 \text{ ‰}$ ), que difiere mucho de las diferencias analíticas reales que son del orden de 16 ‰. Esta diferencia se explica porque, además del incremento de la  $^{18}\text{O}$  en el agua de los océanos durante los períodos glaciares y las diferencias globales en la composición isotópica del agua de lluvia debida a las variaciones

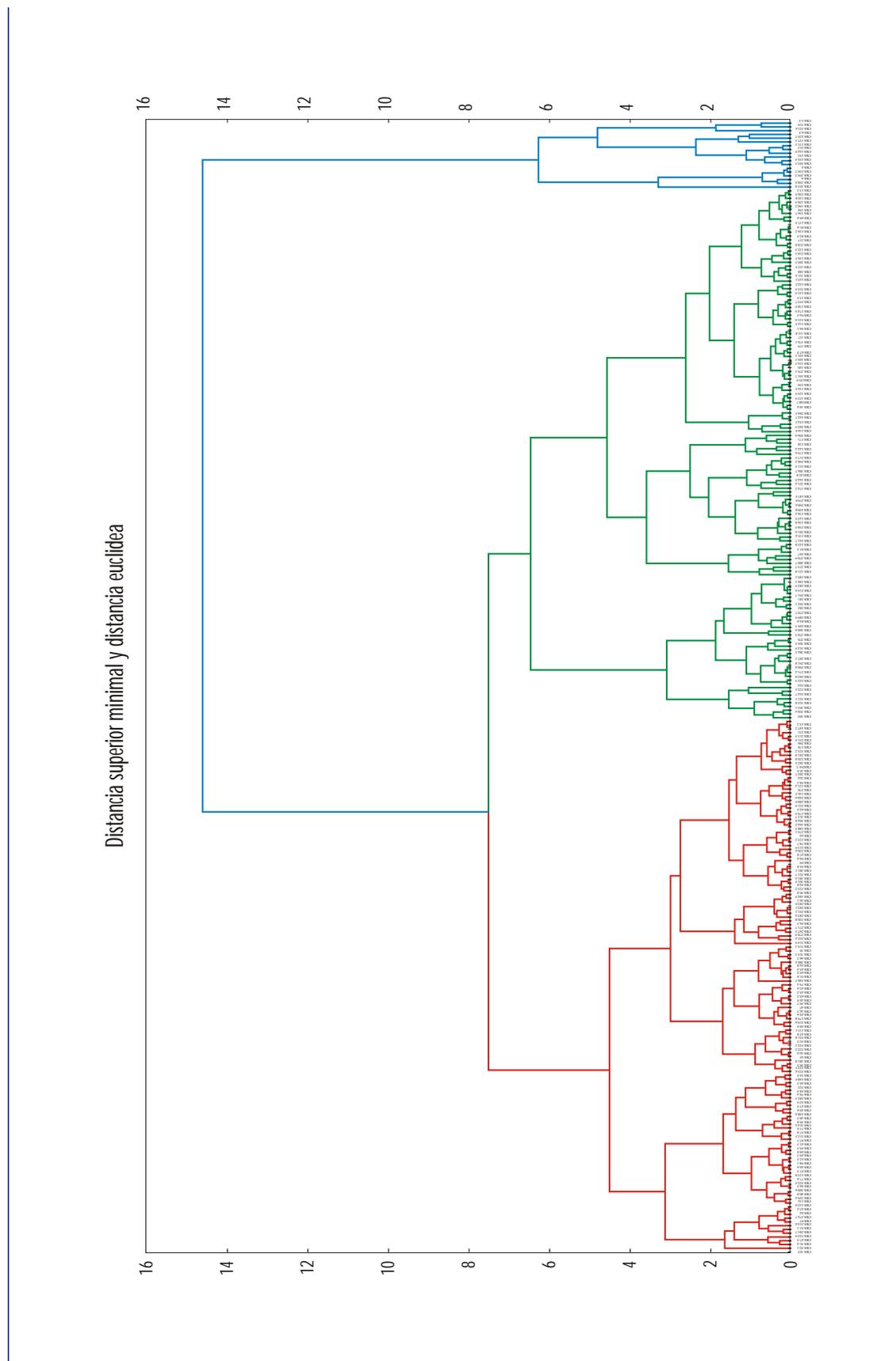


Figura 9.1. Análisis clúster de los valores de las  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$  medidos en ostrácodos de la cuenca GBE.

de temperatura, otros factores tuvieron influencia en la hidrogeoquímica de los cuerpos lacustres de la cuenca GBE, como se verá a continuación ya que si bien las oscilaciones de la temperatura terrestre tuvieron una influencia muy importante en la evaporación de los cuerpos lacustres instalados en la cuenca de GBE, hay otros factores a tener en cuenta, tales como la cantidad de precipitaciones (humedad o aridez).

A continuación se discutirá el efecto de la cantidad de lluvia ligado a la temperatura. Si en un momento dado durante un período frío se dan condiciones de alta humedad, la cantidad de precipitaciones será importante, produciendo un descenso en los valores de la  $^{18}\text{O}$  en la lluvia y en el medio lacustre (cf. Rozanski *et al.*, 1993). Por el contrario, si durante un período cálido se producen condiciones áridas, se tendrán valores más altos de la  $^{18}\text{O}$  en el agua de lluvia (Rozanski *et al.*, 1993), y, por consiguiente, se incrementará el valor de la  $^{18}\text{O}$  en el medio. En este último caso, el efecto de la evaporación se verá potenciado. Esta hipótesis se ve reforzada por la presencia de cristales de yeso intrasedimentario, característicos de ambientes áridos con importante evaporación, en niveles donde los valores de la  $^{18}\text{O}$  analizados en ostrácodos son altos.

Los valores bajos de la  $^{13}\text{C}$  se pueden explicar por una productividad primaria baja, tiempos de residencia cortos, escasa evaporación, alta humedad y/o cubierta vegetal importante (Talbot, 1990). Después del cálculo de la correlación con la  $^{18}\text{O}$  ( $r=0,577$ ), los valores de la  $^{13}\text{C}$  analizados en ostrácodos de GBE se podrían relacionar con la temperatura, humedad y, en consecuencia, con la vegetación, aunque no se debió instalar una cobertera vegetal importante.

Durante los períodos húmedos, durante los cuales se debió desarrollar una mayor biomasa acuática, la señal de la  $^{13}\text{C}$  sería menor que durante los períodos áridos. Este descenso se vería potenciado durante los períodos fríos debido a que los valores de la  $^{13}\text{C}$  también descenderían.

De acuerdo a todos los aspectos expuestos, los tres grupos definidos anteriormente, se corresponden con tres escenarios paleoclimáticos diferentes:

Grupo 1. Valores bajos de  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ -Período húmedo y frío. Las condiciones frías y la mayor cantidad de lluvia produjeron la incorporación de aguas con valores de la  $^{18}\text{O}$  más bajos, lo que unido a la escasa evaporación, hicieron que en los cuerpos de agua se dieran valores de  $^{18}\text{O}$  menores. La

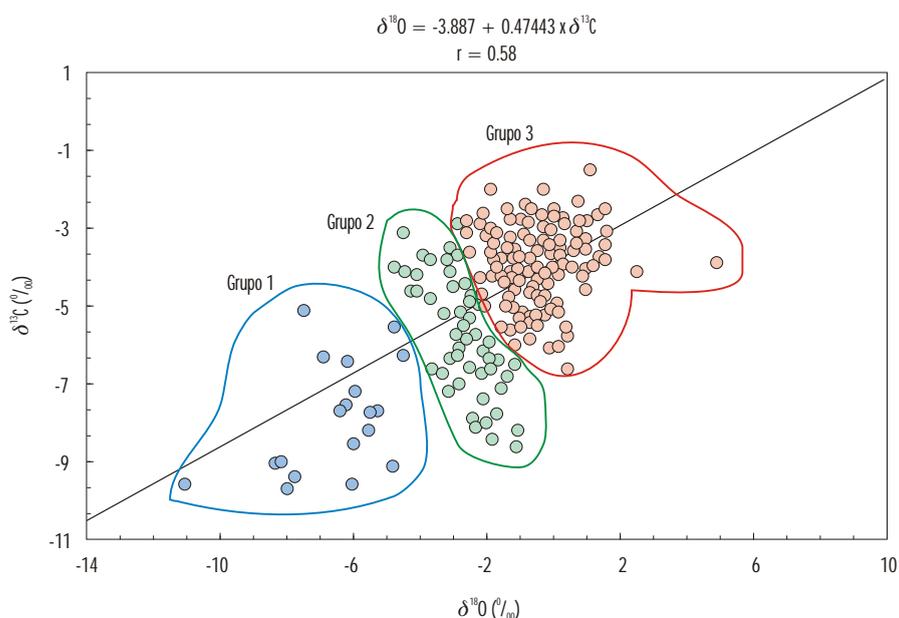


Figura 9.2. Análisis de regresión entre  $^{13}\text{C}$  y  $^{18}\text{O}$  medidas en ostrácodos de la Cuenca de GBE.

$^{13}\text{C}$  también sería menor como consecuencia de las condiciones más húmedas, la escasa evaporación y, probablemente, la presencia de un mayor número de plantas superiores.

Grupo 3. Valores altos de  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ -Período árido y cálido. Se caracteriza por la existencia de valores altos de  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ , como consecuencia de la importante evaporación ligada a escasas precipitaciones. La cobertura vegetal debió estar constituida por plantas del ciclo  $\text{C}_4$  que presentan una  $^{13}\text{C}$  menos negativa.

Grupo 2. Valores intermedios de  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ -Escenario intermedio. Condiciones paleoclimáticas intermedias entre los períodos fríos y húmedos y los cálidos y áridos.

Con el objeto de reducir el efecto ligado a muestras anómalas, los errores analíticos e hiatos en el registro de ostrácodos, se realizará un suavizado de los valores de la  $^{18}\text{O}$  realizado empleando el modelo lineal calculando cada nuevo valor en función de los 5 más cercanos. Se ha decidido trabajar únicamente con este parámetro debido a que los valores de la  $^{13}\text{C}$  dependen de otros factores entre los que se encuentra la biomasa, etc. A partir de los valores suavizados de la  $^{18}\text{O}$  a lo largo de la sección tipo de la cuenca GBE y de los tres escenarios paleoambientales definidos anteriormente, se han diferenciado cuatro grandes períodos fríos y húmedos alternantes con otros cuatro grandes períodos cálidos y áridos (fig. 9.3). Debido a la falta de registro geológico solamente se marca el comienzo del 4º Gran Período Cálido y Árido.

Combinando los resultados de la curva suavizada de la  $^{18}\text{O}$  obtenida en valvas de ostrácodos y la cronostratigrafía, establecida con paleomagnetismo, el método de racemización de aminoácidos y la tasa de sedimentación media de la cuenca, la duración y características de los períodos paleoclimatológicos se establecen como sigue:

- 1º Gran Período Frío y Húmedo: antes de 1770 ka B.P. (por debajo del metro 18).
- 1º Gran Período Cálido y Árido: de 1770 ka hasta 1305 ka B.P. (desde el metro 18 al 120).
- 2º Gran Período Frío y Húmedo: de 1305 ka B.P. a 1055 ka B.P. (desde el metro 120 al 175).
- 2º Gran Período Cálido y Árido: de 1055 ka a 1005 ka. (desde el metro 175 al 225).

- 3º Gran Período Frío y Húmedo: de 1005 ka B.P. a 748 ka B.P. (desde el metro 225 al 270).
- 3º Gran Período Cálido y Árido: de 748 ka B.P. a 591 ka B.P. (desde el metro 270 al 292).
- 4º Gran Período Frío y Húmedo: de 591 ka a 411 ka. (desde el metro 292 al 323).
- 4º Gran Período Cálido y Árido: después de 411 ka B.P. (por encima del metro 323).

Esta alternancia de períodos “cálidos y áridos” y “fríos y húmedos” se postula como inversa a los datos paleoclimatológicos del Hemisferio Norte y con los parámetros que se manejan en ejercicios de prospectiva paleoclimática. No obstante, la cuenca de Guadix-Baza se encuentra situada en el Ambiente Mediterráneo en el que los episodios glaciares no se manifestaron con la aparición de suelos permanentemente helados (permafrost) y poca agua líquida disponible. De hecho Horowitz (1989) en Israel analiza una larga secuencia paleoambiental en la que define períodos fríos-húmedos y períodos cálidos-áridos con los que se corresponden los resultados obtenidos para la cuenca de Guadix-Baza.

La existencia de yeso intrasedimentario, presente solamente a lo largo del tramo superior de la subsección de Cortes de Baza durante el 2º Gran Período Cálido y Árido de la cuenca GBE, donde se han medido los valores de  $^{18}\text{O}$  (y  $^{13}\text{C}$ ) más altos, o coincidiendo con las muestras que marcan el máximo relativo de  $^{18}\text{O}$  del 2º Gran Período Frío y Húmedo, confirma que los valores altos de  $^{18}\text{O}$  no sólo corresponden a condiciones cálidas sino también a períodos áridos. Según Rosen (1994) la presencia de niveles con cristales intrasedimentarios desplazativos de evaporitas o sus moldes se pueden interpretar como el resultado de momentos de aridez extrema con un balance de agua del sistema lacustre claramente negativo.

Por el contrario, en la subsección de Norte de Orce, que corresponde al 3º Gran Período Cálido y Árido, no se han encontrado cristales de yeso intrasedimentario, excepto un nivel aislado muy potente en la Torre del Salar, fuera del recorrido de la sección estratigráfica.

En la curva suavizada de la  $^{18}\text{O}$ , algunos picos que se observan se pueden correlacionar con los episodios marinos del oxígeno. No obstante, se deben tener en consideración los aspectos siguientes para su identificación:

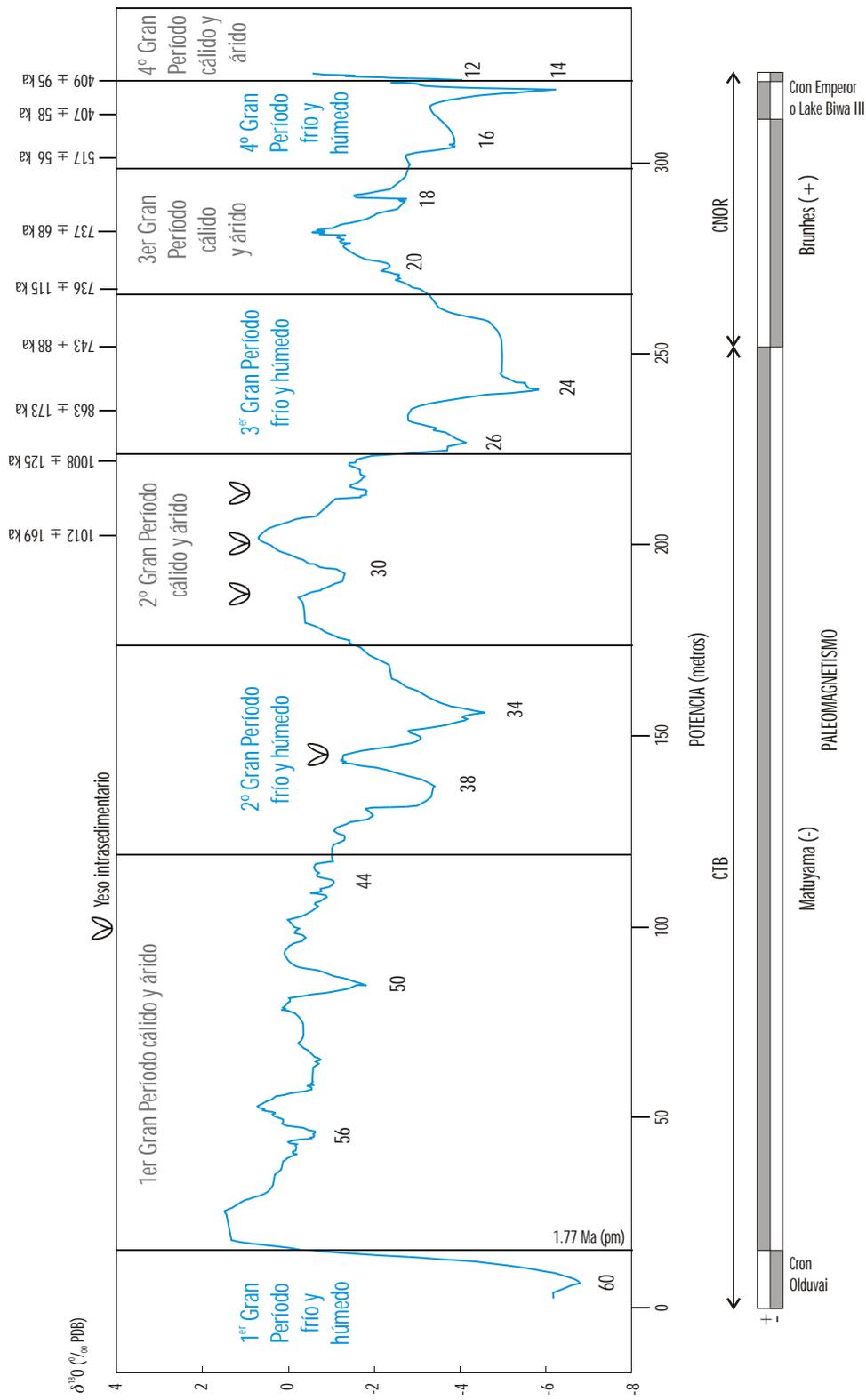


Figura 9.3. Curva suavizada de la  $^{18}\text{O}$  medidas en ostrácodos de la Cuenca de GBE con los periodos paleoclimáticos identificados y los episodios del oxígeno (OIS).

- Estos picos representan episodios teóricamente no espúreos ya que se han definido a partir de un análisis estadístico, que anula la influencia de muestras anómalas.
- Aunque el registro estratigráfico de la cuenca GBE se puede considerar como “continuo”, debido a la alta tasa de sedimentación de esta cuenca, pudo haberse producido no sedimentación durante algunos episodios.
- Hay interpretaciones distintas acerca del episodio isotópico del oxígeno que corresponde al límite Plio/Pleistoceno. Algunos autores consideran que es el 60 (Shackleton (1995)), mientras que según Williams *et al.* (1988) es el 64.

Si se considera que la reversión magnética de la base de la sección tipo (metro 18) corresponde al final del cron Olduvai (límite Plio-Pleistoceno) y admitiendo que el límite Plio-Pleistoceno corresponde al episodio isotópico 60 del oxígeno, la correlación entre los períodos paleoclimáticos definidos en la cuenca GBE y los episodios marinos del oxígeno es la de la [fig. 9.3](#).

También se observa que tanto la edad y las características de los episodios 22, 16 y 12 del oxígeno de Williams *et al.* (1988) y Shackleton (1995), que se corresponden con las condiciones más frías, están bien correlacionados con los identificados en la curva suavizada de la  $^{18}\text{O}$  en la cuenca de GBE.

Como se ha expuesto anteriormente, las condiciones características locales y el comportamiento de los cuerpos lacustres pueden ser origen de incertidumbres en la interpretación paleoambiental, que se ha definido como “efecto mosaico”, que se describe como el conjunto de características de un cuerpo lacustre somero, definidas por su posición dentro de la cuenca, materiales del borde de la cuenca, aportes de agua superficial y subterránea, entre otros, que afectarán de forma distinta a las características ecológicas y geoquímicas de cuerpos que están próximos.

Un ejemplo de este efecto se encuentra en la subsección de Norte de Orce que se depositó bajo unas condiciones hidrogeoquímicas características (fuentes salobres y salinas). A lo largo de esta subsección, en prácticamente todas las muestras existe un alto porcentaje (mayor del 90% y, a veces, incluso del 100%) del ostrácodo *Cyprideis torosa* (Jones). Debido a que esta especie puede tolerar aguas de elevada salinidad ricas en Na-Cl, se podría interpretar la existencia de un clima árido (ver figura [fig 7.2](#)). Sin embargo, los valores de la  $^{18}\text{O}$

obtenidos son, principalmente, bajos e intermedios y se han asociado a períodos fríos y húmedos. Esta falta de correlación en la interpretación paleoambiental a partir de la asociación de especies (paleobiología) y de los datos de isótopos estables de oxígeno se asocia a la existencia de exutorios kársticos y corrientes efímeras con su cuenca de recepción hidrológica situada en rocas triásicas y miocenas ricas en evaporitas, que salinizan las aguas pese a que las condiciones paleoclimáticas eran poco favorables su concentración en el entorno lacustre. Esto también indica el escaso tiempo de residencia de las aguas subterráneas (kársticos). La sección Norte de Orce no presenta frecuentes niveles de yeso intrasedimentario, principalmente por las características paleoclimáticas predominantes (frío y húmedo) aunque también por su posición paleogeográfica en los bordes del(los) lago(s) salino(s) nutridos por abanicos aluviales de Orce y Huéscar. Estos cristales de yeso intrasedimentario estarían en zonas más centrales (secciones de Carretera Nueva de Galera y Cortijo del Cura). No obstante hay una presencia de yeso intrasedimentario en la zona de la Torre del Salar donde debajo del Nivel Calcáreo de Orce aparece un nivel plurimétrico de yeso intrasedimentario y el propio Nivel Calcáreo de Orce tiene a techo aspecto carniolar como resultado de la disolución de los cristales de yeso.

## 9.2 Paleosalinidad en inclusiones fluidas

Se han observado en cristales de yeso intrasedimentario inclusiones fluidas y sólidas (restos de la cutícula de insectos, microfósiles, minerales singenéticos y partículas detríticas). Se ha determinado la presencia ostrácodos como *Cyprideis torosa* (Jones) y *Eucypris mareotica* (Fischer), que prueban que los cristales de yeso son sinsedimentarios. Por ello se considera que el agua de las inclusiones representa el agua del sistema lacustre y a partir del estudio de su paleosalinidad se podrá afinar en la interpretación de los ciclos climáticos ya descritos.

### 9.2.1 Metodología

El análisis microtermométrico de las inclusiones fluidas comenzó con un estudio petrográfico en láminas de exfoliación según planos (010) ([foto 47, 48](#)).

El estudio microtermométrico consistió en congelar las inclusiones fluidas mediante nitrógeno líquido y la

medición de las temperaturas de principio de fusión y de fusión final empleando un microscopio petrográfico Leica Laborlux, un equipo microtermométrico Fluid Inc. con termopar adaptado a un indicador digital Doric 410A, un sistema auxiliar CCTV adaptado al microscopio consistente en una cámara adaptable y un monitor en color con video-impresora y un microscopio Leica DM RXP.

## 9.2.2 Resultados y discusión

Se escogieron cristales de yeso de 25 niveles. Al menos, 5 niveles tenían suficiente cantidad de inclusiones fluidas primarias: CBS-150, 133, 135, 167 y 207, localizadas en la subsección de Cortes de Baza.

- CBS-150, salinidad<sub>media</sub> = 13.57 ‰
- CBS-195, salinidad<sub>media</sub> = 4.19 ‰
- CBS-196, salinidad<sub>media</sub> = 7.09 ‰
- CBS-216.2, salinidad<sub>media</sub> = 9.6 ‰
- CBS-243.5, salinidad<sub>media</sub> = 1.45 ‰

Como en estos niveles no había ostrácodos, probablemente por las condiciones de máximo estrés hidrológico, se interpolaron los valores de la  $^{18}\text{O}$  medidos en valvas ostrácodos de la muestra anterior y posterior más cercanas (tabla 9.1).

Para calcular el valor interpolado de la  $^{18}\text{O}$  en la muestra CBS-150, se tomaron los valores de la  $^{18}\text{O}$  de las muestras CBS-145 (-5.53 ‰) y CBS-151 (-1.19 ‰), resultando una  $^{18}\text{O}$  de -1,624 ‰.

Para determinar el valor de la  $^{18}\text{O}$  en la muestra CBS-216.2 se emplean los valores de las muestras CBS-215.6 ( $^{18}\text{O} = -2.49$  ‰) y CBS-217 ( $^{18}\text{O} = -1.43$  ‰) resultando  $^{18}\text{O} = -1.96$  ‰.

El valor de la  $^{18}\text{O}$  en la muestra CBS-243.5 es -3.33 ‰, calculada a partir de las muestras CBS-242.4 ( $^{18}\text{O} = -2.20$  ‰) y CBS-244 ( $^{18}\text{O} = -3.90$  ‰).

Con el fin de extender estas paleosalinidades al resto de valores de  $^{18}\text{O}$  obtenidos se calculó la regresión lineal de la paleosalinidad medida en las inclusiones fluidas y los valores de la  $^{18}\text{O}$  obteniendo la expresión (Fig. 9.4):

$$^{18}\text{O} = -3.493 + 0.1448 \text{ paleosalinidad (‰)}r = 0.99$$

Con la que solamente se pueden obtener salinidades equivalentes a partir de valores de la  $^{18}\text{O}$  ma-

yores de -3,493 ‰ ya que para valores de la  $^{18}\text{O}$  inferiores a ese, los valores calculados de paleosalinidad son incoherentes.

Si se observa el histograma (fig 9.5) de la  $^{18}\text{O}$ , se ve que gran parte de los valores son superiores a -3.5 ‰. Además, si se tienen en cuenta los valores suavizados de la  $^{18}\text{O}$ , la mayor parte de los mismos están por encima de -3.493 ‰ (Fig. 9.6).

Si estos grupos de paleosalinidad se llevan a la curva suavizada de la  $^{18}\text{O}$ , se diferencian tres tramos de salinidad: por debajo de 0.5 ‰ ( $^{18}\text{O} < -2.76$  ‰), que es límite superior de concentración en sales del agua dulce, por encima de 20 ‰ ( $^{18}\text{O} > -0.59$  ‰), que es el valor límite de salinidad para el que la mayoría de las especies no sobreviven y suponen el tránsito a condiciones de alta salinidad, y salinidades intermedias (0.5 ‰ - 20 ‰)

Las agrupaciones resultantes son muy similares a las obtenidas a partir del análisis cluster de la  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$  (Fig. 9.7): durante los episodios considerados como cálidos y áridos, la salinidad fue alta, mientras que durante los episodios fríos y húmedos la salinidad fue baja, alcanzándose valores correspondientes al agua dulce, lo que corrobora la interpretación paleoclimática de la  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ . También se aprecia que la salinidad existente durante el 3<sup>er</sup> Gran Período Cálido y Árido no fue tan alta como en el resto de los períodos cálidos y áridos, como también lo indica la interpretación de la  $^{18}\text{O}$  donde el cambio climático no aparece tan marcado como en los restantes.

## 9.3 Estudio de la ciclicidad

Con el fin de discernir si las oscilaciones observadas poseen ciclicidad y si ésta está gobernada astronómicamente se ha realizado un estudio de ciclicidad, para ver si se adaptan a los ciclos de Milankovitch, a través del cálculo de dos tipos de periodogramas que serán complementarios: uno de ellos a partir de los valores suavizados de la  $^{18}\text{O}$  para obtener los ciclos de baja frecuencia, mientras que el otro, para obtener los ciclos de alta frecuencia se calculará a partir de tramos con valores no suavizados.

El cálculo correcto implicaría la existencia de muestras o datos equidistantes, lo que se consigue cuando, por ejemplo, se suaviza una variable. En nuestro caso hay tramos en los que no hay valores de la  $^{18}\text{O}$  debido a la ausencia de ostrácodos en el re-

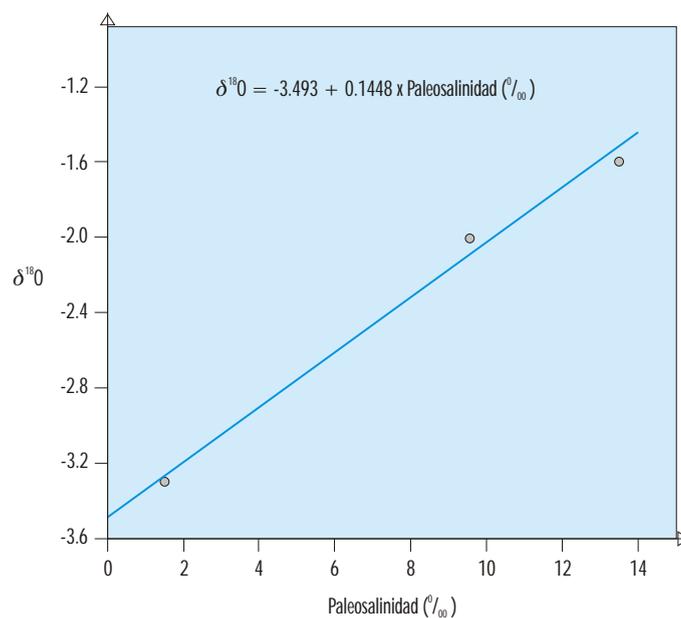


Figura 9.4. Relación lineal entre la <sup>18</sup>O de ostrácodos y la paleosalinidad medida en cristales de yeso intrasedimentario de GBE.

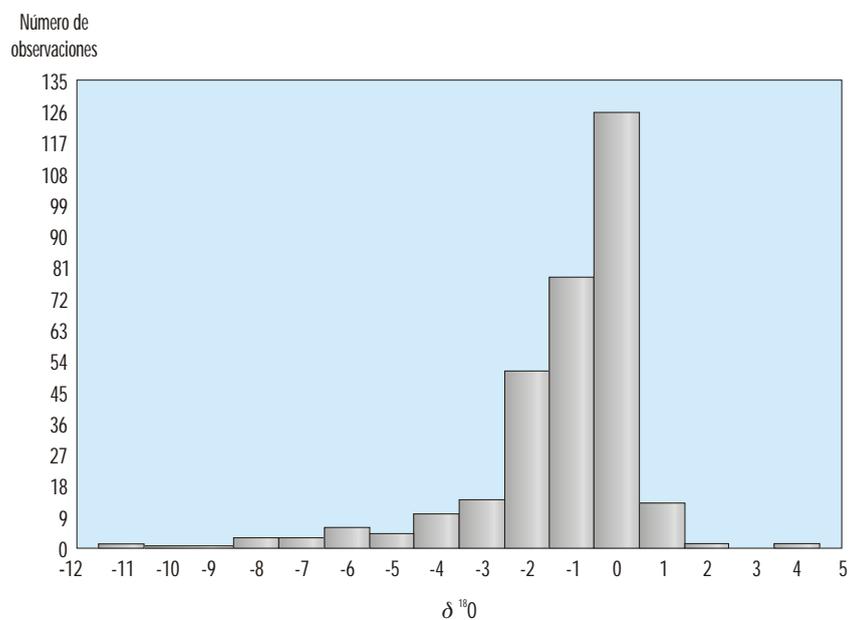


Figura 9.5 Histograma de frecuencias de los valores de la <sup>18</sup>O medida en ostrácodos de GBE.

gistro geológico y, además, existe un pequeño error relativo a la equidistancia exacta en la recogida de las muestras. Por lo tanto, el cálculo del periodograma de la curva de la  $^{18}\text{O}$  suavizada es necesario para la obtención de ciclos de baja frecuencia únicamente ya que cuando una señal se suaviza, los ciclos de alta frecuencia se pierden. Con el objeto de obtener los ciclos de mayor frecuencia también se calculará el periodograma de dos tramos en continuidad de valores de la  $^{18}\text{O}$  y en los que se asumirá que las muestras se recogieron a intervalos equidistantes.

Antes de comenzar con la discusión se expondrán los dos tipos de notación empleadas con "período": período (muestra) y período (ka). La primera se refiere a los resultados obtenidos directamente del periodograma, (o, lo que es lo mismo, el inverso de la frecuencia), mientras que la segunda se obtiene de multiplicar el período (muestra) por un ratio que refleja los años que comprende cada muestra (ka/muestra), es decir, el tiempo estimado entre el depósito de dos niveles consecutivos en los que se han tomado muestras. Además, la frecuencia empleada en este trabajo no está directamente relacionada con el tiempo (ka) sino con la repetición de muestras con las mismas características.

Se calculó el periodograma de los valores suavizados de la  $^{18}\text{O}$ . En el cálculo de la  $^{18}\text{O}$  suavizada, se obtuvieron 621 valores equidistantes, que representan 1439 ka (desde 1850 ka en CBS-0 a 409 ka en CBS-323), por lo que se puede determinar el tiempo teórico transcurrido entre el depósito de dos niveles consecutivos donde se han recogido muestras, resultando 2.32 ka ( $1441 \text{ ka}/621 \text{ muestras} = 2.32 \text{ ka/muestra}$ ).

Los resultados del periodograma de la curva suavizada de la  $^{18}\text{O}$  están en la [figura 9.8](#); en la [tabla 9.2](#) se ha representado las frecuencias correspondientes a los tres valores más altos del periodograma. En este caso el período (ka) se calcula multiplicando el período (muestra) por 2.320 ka/muestra.

Los ciclos de 358.4 ka y 286.8 ka corresponden a la duración de los grandes períodos paleoambientales definidos en la cuenca GBE. En general, estos ciclos no pueden ser directamente relacionados con los ciclos astronómicos (ciclos de Milankovitch) aunque son múltiplos del ciclo de 96 ka. Sin embargo, el ciclo con un período de 95.6 ka sin duda corresponde al ciclo de Milankovitch de la variación de la excentricidad de la órbita terrestre, calculada en ca. 96 ka.

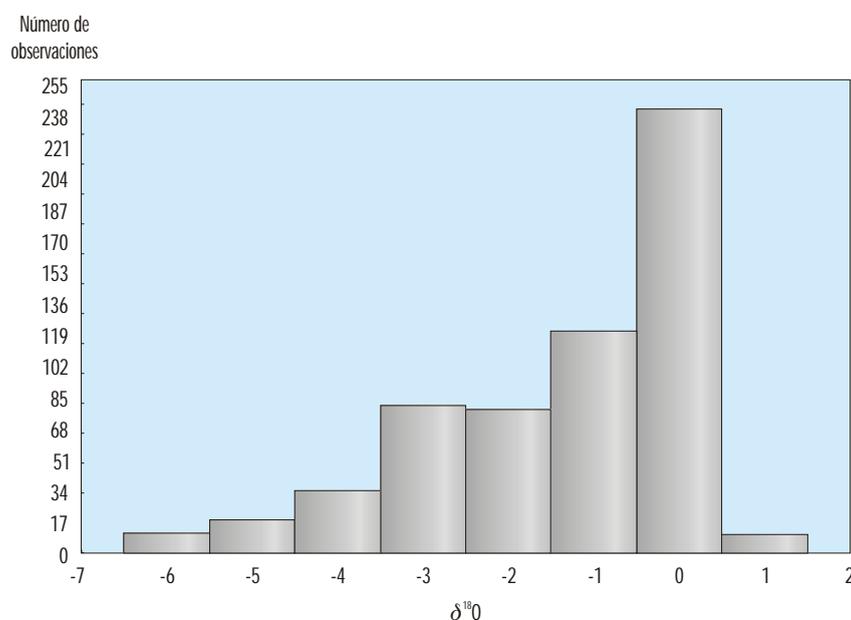


Figura 9.6. Histograma de frecuencias de los valores suavizados de la  $^{18}\text{O}$  medida en ostrácodos de GBE.

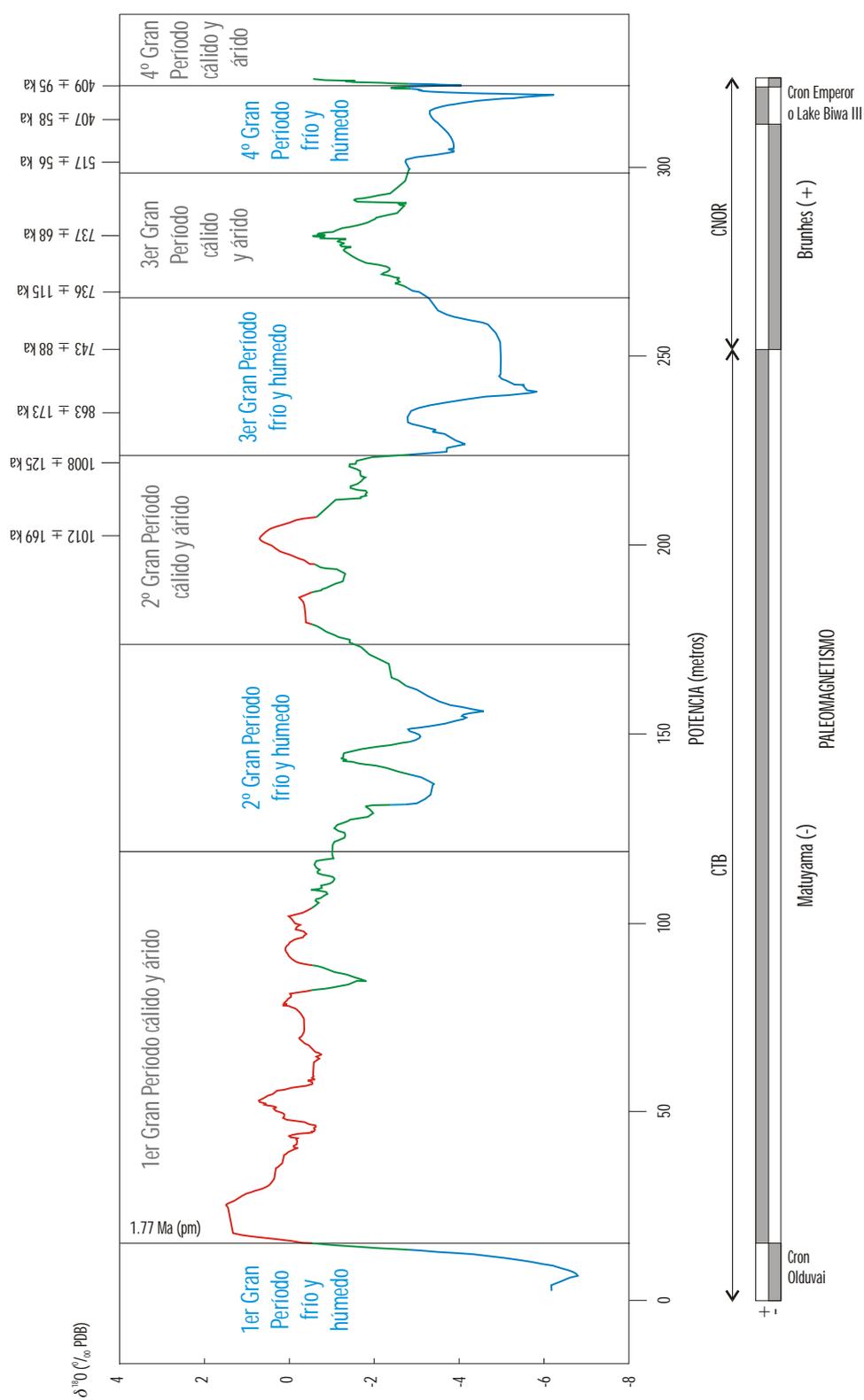


Figura 9.7. Curva suavizada de la  $^{18}\text{O}$  medidas en ostrácodos de GBE en función de los tramos definidos a partir de la salinidad medida en cristales de yeso intrasedimentario (rojo: salinidad alta, verde: salinidad intermedia, azul: salinidad baja).

Otros ciclos de mayor frecuencia no aparecen ya que se han empleado valores suavizados y, de por sí, el suavizamiento implica que cada nuevo valor se calcula en función de los cinco más cercanos por lo que las oscilaciones menores desaparecen.

Con objeto de conocer si los ciclos de alta frecuencia se registraron, se escogieron dos tramos con laminación gruesa de la sección tipo donde hay una continuidad en la muestras con valores de  $^{18}\text{O}$ : desde la muestra CBS-40.1 a la CBS-59.3 y desde la muestra CBS-107.2 a la CBS-131.1.

En la [tabla 9.3](#) aparecen las frecuencias y períodos correspondientes a los tres valores más altos del periodograma ([figura 9.9](#)), calculados a partir de valores no suavizados de la  $^{18}\text{O}$  en el tramo comprendido entre las muestras CBS-40.1 (metro 40.1) y CBS-59.3 (metro 59.3) donde hay 46 muestras recogidas a lo largo de 19.2 metros. Aplicando la tasa de sedimentación media de la cuenca GBE,  $S_r = 4.464$  ka/metro, estos 19.2 metros representan 85.70 ka ( $4.464$  ka/metro  $\times$  19.2 metros). Asumiendo que cada muestra se recogió a intervalos equidistantes, se obtiene un ratio de 1.863 ka/muestra en este tramo ( $85.70$  ka/46 muestra) y el período en ka se calculó multiplicando el período obtenido en periodograma (muestra) por 1.863 ka/muestra.

Para el valor más alto de intensidad se obtiene un período (ka) de 42.8 ka, que corresponde al ciclo de Milankovitch de la variación del eje de rotación de la Tierra, con un período estimado en ca. 41 ka. Además, el tercer valor de intensidad más alto corresponde al período de 17.1 ka que se puede asociar al ciclo de Milankovitch de la variación de la precesión de los equinoccios, calculado en ca. 19 y ca. 23 ka.

En la [tabla 9.4](#) se encuentran las frecuencias y períodos correspondientes a los valores más altos del periodograma ([figura 9.10](#)), calculados a partir de los valores no suavizados de la  $^{18}\text{O}$  en el tramo de la sección tipo comprendido entre las muestras CBS-107.2 (metro 107.2) a CBS-131.1 (metro 131.1).

En este caso hay 34 muestras recogidas a lo largo de 23.9 metros ( $3.137$  ka/muestra) y se obtiene un valor máximo de intensidad de 35.4 ka que podría corresponder al ciclo de Milankovitch de la variación de la inclinación del eje de rotación de la Tierra, estimado en ca. 41 ka. El segundo valor más alto se obtiene para 17.5 ka que se puede correlacionar con el ciclo de Milankovitch de la variación precesión de los equinoccios, calculado en ca. 19 ka y ca. 23 ka.

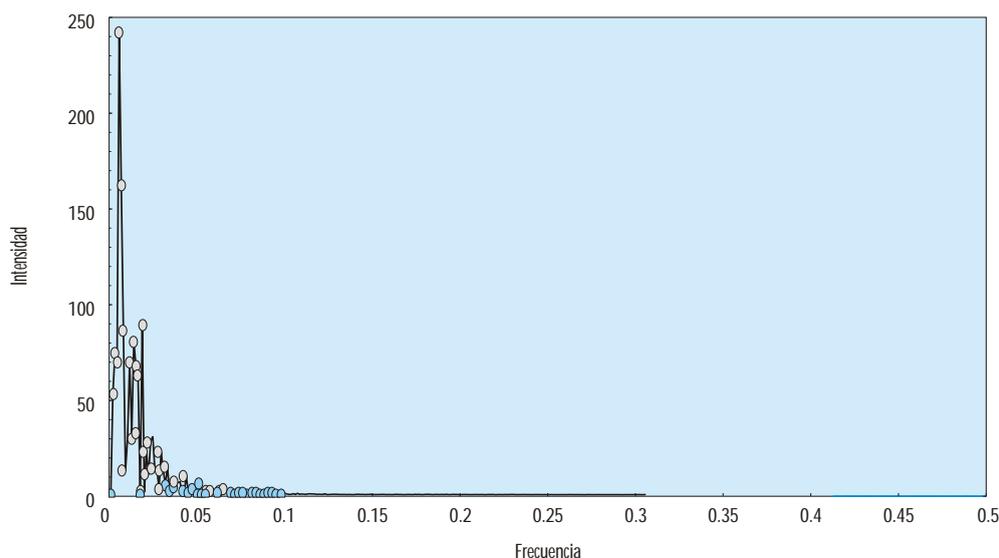


Figura 9.8. Periodograma de los valores suavizados de la  $^{18}\text{O}$  medidas en ostrácodos de GBE.

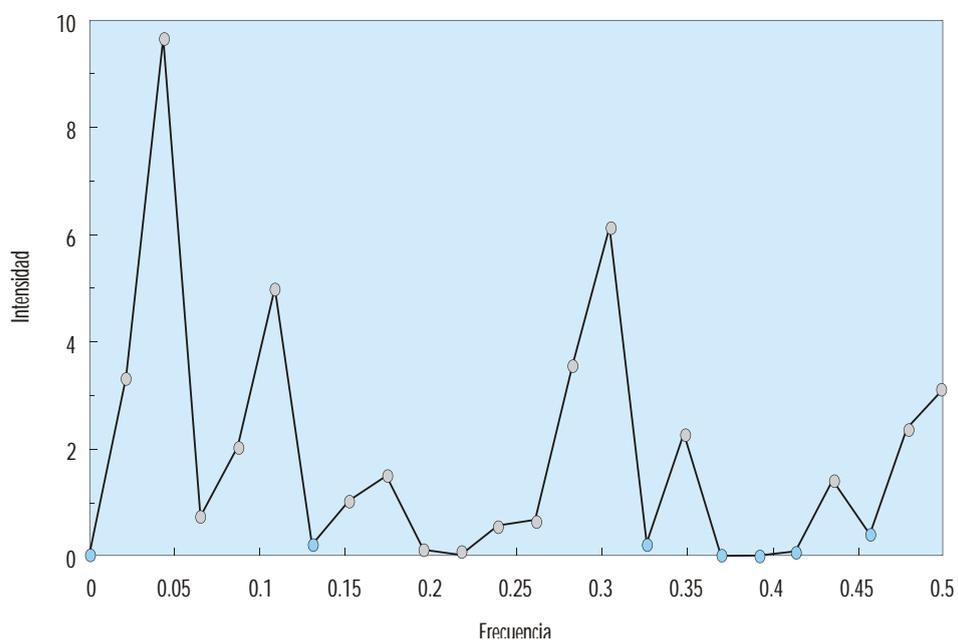


Figura 9.9. Periodograma de los valores de la  $^{18}\text{O}$  medida en ostrácodos del tramo de la sección estratigráfica tipo de GBE comprendido entre las muestras CBS-40.1 a la CBS-59.3.

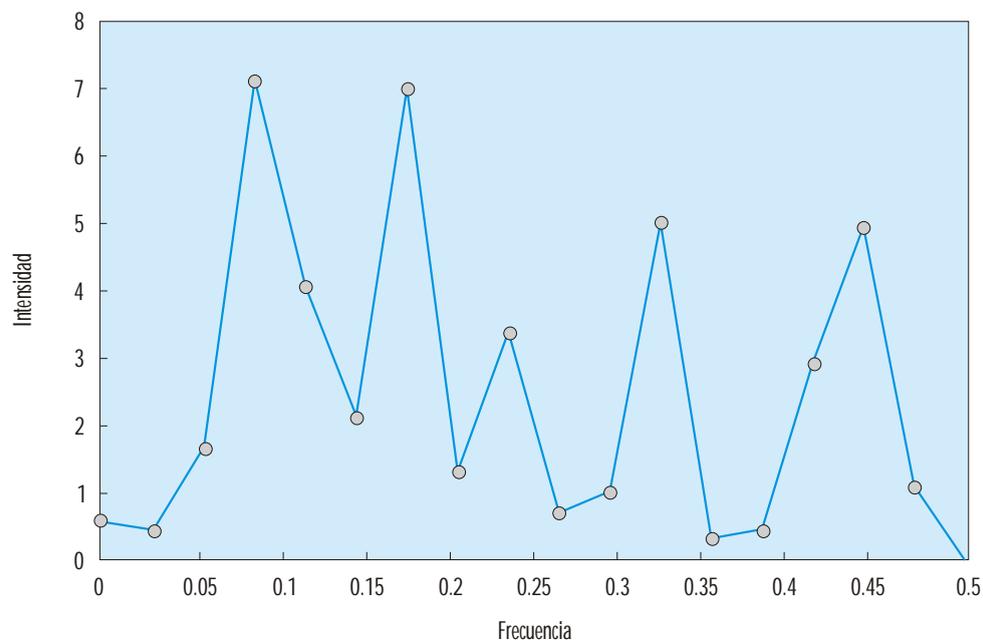


Figura 9.10. Periodograma de los valores de la  $^{18}\text{O}$  medida en ostrácodos del tramo del tramo de la sección estratigráfica tipo de GBE comprendido entre las muestras CBS-107.2 a la CBS-131.1.

Tabla 9.1.

Valores de paleosalinidad medida en inclusiones fluidas de cristales de yeso intrasedimentario y valores de  $^{18}\text{O}$  ‰ de ostrácos interpolados en diversas muestras de GBE.

	CBS-150	CBS-216.2	CBS-243.5
$^{18}\text{O}$ ‰	-1,624	-1,96	-3,33
paleosalinidad (‰)	13,57	9,6	1,45

Tabla 9.2.

Frecuencias y períodos obtenidos para los tres valores más altos de intensidad en el periodograma de la curva suavizada de la  $^{18}\text{O}$ .

Frecuencia (ciclo/muestra)	Período (muestra)	Período (ka)
0.006472	154.5	358.4
0.008091	123.6	286.8
0.024272	41.2	95.6

Tabla 9.3.

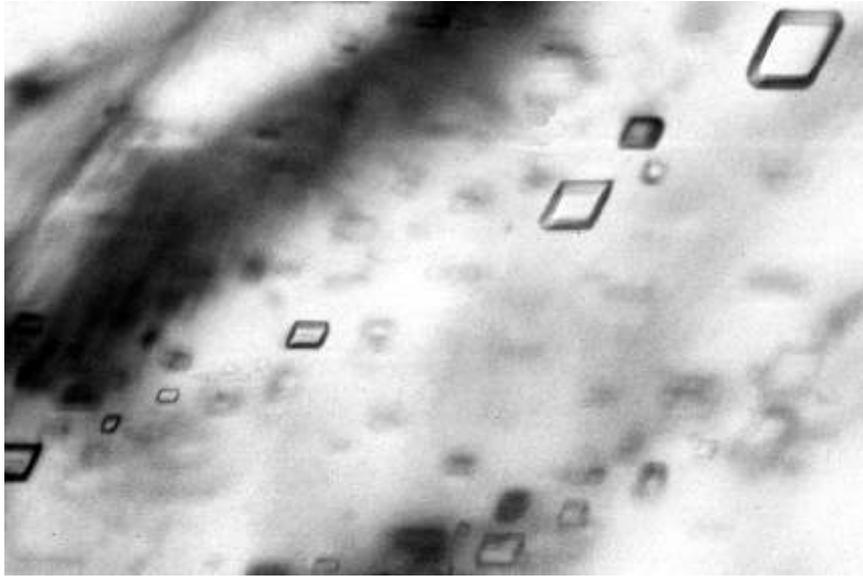
Frecuencias y períodos obtenidos para los tres valores más altos de intensidad en el periodograma de la  $^{18}\text{O}$  del tramo comprendido entre las muestras CBS-40.1 y CBS-59.3.

Frecuencia (ciclo/muestra)	Período (muestra)	Período (ka)
0.043478	23.0	42.8
0.304348	3.2	5.9
0.108696	9.2	17.1

Tabla 9.4.

Frecuencias y períodos obtenidos para los tres valores más altos de intensidad en el periodograma de la  $^{18}\text{O}$  del tramo comprendido entre las muestras CBS-107.2 y CBS-131.1.

Frecuencia (ciclo/muestra)	Período (muestra)	Período (ka)
0.088235	11.3	35.4
0.176471	5.6	17.6
0.323529	3.1	9.7



---

47-Inclusiones fluidas en yeso intrasedimentario de muestras de la sección estratigráfica de Cortes de Baza (CTB).

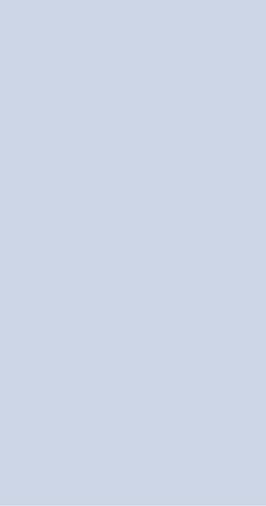
---



---

48-Inclusiones fluidas visibles en yeso intrasedimentario.

---



# 10. Evolución paleoclimática y paleoambiental



## 10. Evolución paleoclimática y paleoambiental

El sector este de la Cuenca de Guadix-Baza tuvo un funcionamiento centrípeto, con abanicos aluviales en los bordes que gradualmente pasaban a llanuras fangosas, con un sistema asociado de lagos salinos poco profundos que se organizaban en mosaico, con áreas más someras que otras, con características hidrogeoquímicas que podrían ser distintas, debido a diferencias en la sedimentación y en el input hidrológico/hidrogeológico, afectando al espectro paleobiológico de cada sitio.

Se han determinado períodos en los que la cuenca adquirió una mayor estabilidad en los que existió un lago de grandes dimensiones (en épocas de mayor humedad) que unificó los pequeños lagos salinos, como se deduce por la presencia a techo de la serie de un nivel carbonatado que es origen de una superficie estructural horizontal que se extiende por la zona de Orce, Huéscar y Galera, denominado Nivel Calcáreo de Orce.

Se obtuvo una serie tipo compuesta de 356 metros de potencia total que abarca el período comprendido entre el límite Plioceno/Pleistoceno y el Pleistoceno medio (ca. 280 ka por racemización de aminoácidos). Mediante la unión de dos series parciales: una de ellas, la sección de Cortes de Baza (253 metros), en las proximidades de la localidad de Cortes de Baza, en la zona NO de la cuenca, mientras que la sección de Norte de Orce (103 metros) se levantó en el extremo E. Ambas zonas tuvieron unos comportamientos hidrogeoquímicos distintos: en la primera zona predominaron las aguas bicarbonatadas sulfatadas cálcicas mientras que en la segunda son de tipo sulfatadas debido a la existencia de numerosas surgencias salobres.

De los ostrácodos recogidos a lo largo de toda la columna y de los análisis químicos de sus valvas y la determinación de las variaciones en la distribución de especies se extrajeron conclusiones sobre la evolución paleoambiental en la cuenca de Guadix-Baza extrapolables a la mitad sur de la Península Ibérica.

La  $^{18}\text{O}$  medida en las conchas de ostrácodos refleja, principalmente, las variaciones climáticas globales y la temperatura como consecuencia de los cambios en el ratio de evaporación/aportes a la masa de agua y de la cantidad de lluvia. El sistema deposicional centrípeto de la cuenca: abanicos aluviales que desembocan en el sistema lacustre constituido por un mosaico de lagos de pequeño tamaño y escasa lámina de agua, avala esta hipótesis ya que el agua de precipitaciones fue directamente a la masa de agua a través de las escorrentías superficial y subterránea y los canales de los abanicos.

Durante un período frío, la evaporación en la cuenca de Guadix-Baza sería escasa, con lo que la liberación de  $^{16}\text{O}$  a la atmósfera fue menor. Si, coexiste con un período húmedo, los aportes de agua de lluvia serían mayores, lo que haría descender de forma pronunciada la  $^{18}\text{O}$ .

Durante un período cálido, se liberará mayor cantidad de  $^{16}\text{O}$  del agua del sistema lacustre, quedando el agua enriquecida en  $^{18}\text{O}$ . Además, los aportes de agua por precipitaciones, tendrán una  $^{18}\text{O}$  menos negativa ya que sufrirán cierto fraccionamiento a medida que caen. Si coincide con un período árido, el proceso de evaporación se verá potenciado, presentando el agua de las precipitaciones valores de la  $^{18}\text{O}$  más altos que durante uno húmedo.

Como conclusión, se deduce que la  $^{18}\text{O}$  medida en las valvas de los ostrácodos de la cuenca de Cúllar-Baza refleja las variaciones de las condiciones climáticas globales desde el Plioceno terminal hasta el Pleistoceno medio.

La  $^{13}\text{C}$  refleja principalmente cambios en la humedad y vegetación y, en menor medida, de la temperatura. Tiene un comportamiento parecido al de la  $^{18}\text{O}$  aunque existen diferencias después de observar el coeficiente de correlación entre estas dos variables ( $r=0.577$ ). Esto se explica porque en la relación  $^{13}\text{C}$  influyen otros factores como el tipo de vegetación, la productividad primaria, el intercambio de  $\text{CO}_2$  con la atmósfera, etc. No se debe dejar de lado la evidente inercia de cambio de la cubierta vegetal ante el cambio de las condiciones climáticas.

En períodos húmedos, en los que se desarrollaría más vegetación, la  $^{13}\text{C}$  sería menor que durante los períodos áridos. Aunque el efecto de la temperatura sobre la  $^{13}\text{C}$  es menor que sobre la  $^{18}\text{O}$ , se puede decir que durante períodos fríos, la  $^{13}\text{C}$  disminuye.

La proporción de la especie *Cyprideis torosa* (Jones) a lo largo de las secciones refleja variaciones paleoambientales locales, preferentemente la salinidad, y de pequeña escala, excepto en la zona de Orce.

Se ha observado también, que las  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$  están escasamente relacionadas con las variaciones locales y de pequeña escala de la salinidad al no darse una correlación elevada entre ambas variables y el porcentaje de *Cyprideis torosa* (Jones). Esto se explica porque los ostrácodos son muy sensibles a las variaciones de las condiciones ambientales locales del medio, potenciadas por sus caracte-

Tabla 10.1.  
Eventos paleoclimáticos definidos en la cuenca de Guadix-Baza correlacionados tentativamente con los episodios de los isótopos de oxígeno y la cronología glaciaria europea.

	Periodo (ka)	Tramo (m)	Episodios oxígeno	Cronología glaciaria
1 <sup>er</sup> Gran Período frío y húmedo	> 1770	0-18	60	Donau
1 <sup>er</sup> Gran Período cálido y árido	1770-1305	18-120	48-42	Donau-Günz
2 <sup>o</sup> Gran Período frío y húmedo	1305-1055	120-175	40-32	1 <sup>er</sup> episodio de la Glaciación Günz.
2 <sup>o</sup> Gran Período cálido y árido	1055-1005	175-225	30-26	mejoría en la Glaciación Günz.
3 <sup>er</sup> Gran Período frío y húmedo	1005-748	225-270	24-22	2 <sup>o</sup> episodio de la Glaciación Günz.
3 <sup>er</sup> Gran Período cálido y árido	748-591	270-292.	20-18	Cromer
4 <sup>o</sup> Gran Período frío y húmedo	591-380	292-323	16-14	Mindel
4 <sup>o</sup> Gran Período cálido y árido	> 380	> 323	12	Holstein

terísticas locales: en lagos someros donde un ligero cambio de las precipitaciones provoca variaciones bruscas de la salinidad. En este sentido las consecuencias del denominado efecto mosaico son definitivas. Sin embargo, del estudio comparativo detallado de la asociación faunística con la variación de  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$  parece indicar que hay una mayor correspondencia algo enmascarada.

El análisis de los valores de la  $^{18}\text{O}$  junto con la paleosalinidad medida en inclusiones fluidas de cristales de yeso intrasedimentario han permitido identificar cuatro períodos fríos y húmedos prolongados separados por otros cuatro períodos cálidos y áridos (tabla 10.1).

También se han podido relacionar las variaciones de la salinidad con las variaciones climáticas definidas por la  $^{18}\text{O}$ , a partir del estudio de la paleosalinidad equivalente de inclusiones fluidas en cristales

de yeso. Se ha comprobado que la salinidad era mayor en los episodios cálidos y áridos que en los fríos y húmedos.

Durante el 2<sup>o</sup> Gran Período cálido y árido de la cuenca de Cúllar-Baza, ambos caracteres debieron ser extremos ya que a un gran aumento en el porcentaje de carbonatos, se une la aparición de niveles con cristales de yeso intrasedimentario.

Por último, se ha podido probar a partir del análisis de la ciclicidad de las variaciones paleoambientales, calculadas a partir de la  $^{18}\text{O}$ , muestran una periodicidad relacionada con los ciclos de Milankovitch, es decir, con las variaciones de la precesión de los equinoccios (23 ka), de la oblicuidad del eje de rotación de la Tierra (41 ka) y de la excentricidad de la órbita de la Tierra (96 ka).

Está claro que la evolución paleoclimática de, al menos, la mitad sur de la Península parece haber sido

Tabla 10.2.  
Eventos paleoclimáticos definidos por Horowitz (1989) en un sondeo realizado en la cuenca de Hula (Jordan Rift Valley, Israel).

Palinozona	Vegetación	Clima	Edad
QX	Quercus perennifolios Maquis	Mediterráneo seco	Holoceno
QIX	Bosque de Quercus caducifolios	Mediterráneo húmedo	Würm
QVIII	Garriga	Mediterráneo seco	Riss/Würm
QVII	Bosque de Quercus caducifolios	Mediterráneo húmedo	Riss
QVI	Quercus perennifolios y rodales de Pinus	Mediterráneo seco	Mindel/Riss
QV	Bosque de Quercus caducifolios	Mediterráneo húmedo	Mindel
QIV	Rodales de Quercus y Pinus	Mediterráneo seco	Günz/Mindel
QIII	Bosque de Quercus, Pinus y píceas	Mediterráneo húmedo	Günz
QII	Rodales de Quercus y abetos	Mediterráneo seco	Pleistoceno preglacial
QI	Bosques de abetos orientales	Húmedo, cálido, templado	Pleistoceno preglacial

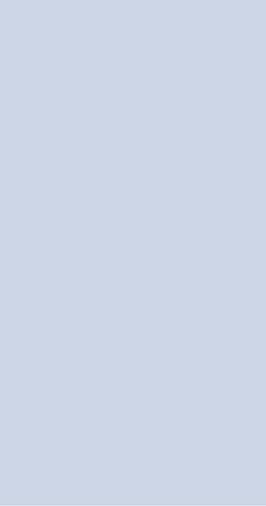
radicalmente distinta a la que se produjo en zonas más norteñas de la Península Ibérica y, obviamente, en el contexto europeo al norte de los Pirineos. La diferencia más obvia se detecta en la aparición de prolongados periodos temporales en los que alternan dominancias de momentos cálidos y áridos y fríos y húmedos, entendiendo que estas características más se deben al contraste que a la existencia, en cualquier caso de extremos meteorológicos y climáticos.

En el ámbito mediterráneo se tiene una situación semejante en la cuenca de Hula (Israel), de la que Horowitz (1989) publica un diagrama continuo polínico que cubre todo el Pleistoceno y parte del Plioceno superior. En este trabajo, recogido en Goodess *et al.* (1992), se interpreta que la especial situación de la cuenca de Hula, se refleja en que durante las glaciaciones, Günz, Mindel y Riss, se dan condiciones húmedas (Mediterráneo húmedo), mientras que durante los episodios interglaciares Günz/Mindel, Mindel/

Riss y Riss/Würm las condiciones climáticas se pueden interpretar como Mediterráneas áridas, de forma que según Horowitz (1989 p 72) las condiciones serían las que figuran en la [tabla 10.2](#).

También se dispone de otros modelos paleoambientales similares al de la cuenca de Guadix-Baza, se trata de los denominados lagos pluviales, desarrollado en la zona conocida como "Basin and Range" en los Estados Unidos de América, en ésta zona, marginal a las áreas cubiertas por hielos permanentes, se dieron condiciones de menor evaporación y mayor agua disponible, que condicionaron un comportamiento lacustre durante los periodos fríos (glaciares), mientras que durante los episodios más cálidos se dieron condiciones de aridez extrema, con el desarrollo de lagos playa, como Owens lake, SE California (Smith y Bischoff, 1997) o San Felipe Basin, Baja California (Lozano-García *et al.*, 2002), entre muchos otros de la zona.

Página en blanco



11. Aportación  
a la evaluación  
de la seguridad  
de almacenamientos  
de seguridad  
de residuos radiactivos



11. Aportación a la evaluación de la seguridad de almacenamientos de seguridad de residuos radiactivos

La primera aportación del trabajo deriva del hecho de que ha sido factible su realización. En pocas palabras: existe en España un registro geológico razonablemente continuo que cubre buena parte del Pleistoceno, es decir 1.5 millones de años. Además, contiene materiales, en este caso ostrácodos, que han sido capaces de registrar las oscilaciones paleoclimáticas, paleoambientales en general. Cuando se finalice el estudio de la turbera de Padul se tendrá un registro de contraste.

La abundancia de datos paleobiológicos y geoquímicos obtenidos va a permitir la modelización paleoambiental de la región mediterránea de España, que cubre más del 50% del territorio peninsular.

También ha sido importante constatar que los modelos climáticos manejados en la evaluación del comportamiento de repositorios, o sitios de estudio, de otras agencias europeas, similares a ENRESA en sus cometidos, no tienen aplicación al caso español, no solo en su parte mediterránea, en su parte eurosiberiana también.

Mientras que en otros países se maneja un modelo glaciación/deglaciación con períodos muy fríos con poco, o nulo, aporte de agua subterránea, en España los datos obtenidos apuntan a la alternan-

cia de períodos prolongados de cierta homogeneidad climática con dominancia de condiciones "frías-húmedas" y "cálidas áridas". Ello va a ser determinante en la infiltración y los subsecuentes cambios hidrogeoquímicos de las aguas subterráneas que, finalmente, podrían interaccionar con los radionúclidos liberados. Estos datos se están modelizando en el proyecto PADAMOT actualmente en realización.

El estudio de la cuenca de Guadix Baza también ha proporcionado datos paleoambientales que permitirán la aproximación prospectiva a biosferas futuras.

No obstante, cabe plantearse si las interpretaciones que se han obtenido están condicionadas por las características del registro más que a los cambios paleoambientales. La respuesta es que la velocidad de sedimentación en la cuenca es lo bastante elevada como para haber permitido un registro fidedigno, dentro de ciertos límites naturales, de los principales eventos paleoambientales. También es verdad que el tipo de sedimentación, muy alejada de sedimentos finamente laminados tendrá un mayor ruido ambiental. En la cuenca se han localizado sedimentos laminados pero que dada la diagénesis que han sufrido, yesificación, no han podido ser estudiados para este propósito.

Página en blanco

## 12. Referencias

## 12. Referencias

1. Adam, P., Schmid, J.C., Mycke, B., Strazielle, C., Connan, J., Huc, A., Riva, A., Albrecht, P. (1993). Structural investigation of nonpolar sulphur cross-linked macromolecules in petroleum. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 3395-3419.
2. Aguirre, E. (1961) Gisements à *Elephas meridionalis* Nesti dans la Province de Grenada (Espagne). *Comptes Rendus de la Academie de Sciences du Paris*, T-252: 1183-1185.
3. Agustí, J. (1984). Bioestratigrafía de los depósitos plio-pleistocenos de la depresión Guadix-Baza (prov. de Granada). *Paleontología i Evolució* 18: 13-18.
4. Agustí, J. (1986). Synthèse biostratigraphique du Plio-Pléistocène de Guadix-Baza (Province de Granada, Sud-est de l'Espagne). *Geobios* 19 (4): 505-510.
5. Agustí, J. (1987). Introducción: Historia del yacimiento de Venta Micena. *Paleontología i Evolució*. Memoria especial 1: 3-9.
6. Agustí, J., Martín Suárez, E. (1994). Síntesis bioestratigráfica de la Cuenca de Guadix-Baza. *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología*: 8-9.
7. Agustí, J., Moyà-Solà, S. (1992). Mammalian dispersal event in the Spanish Pleistocene. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 153: 69-77.
8. Agustí, J., Anadón, P., Gibert, J., Julià, R., Martín-Suárez, E., Menéndez, E., Moyà-Solà, S., Pons-Moyà, J., Rivas, P., Toro, I. (1984). Estratigrafía y paleontología del Pleistoceno Inferior de Venta Micena (Orce, depresión Guadix-Baza, Granada). Resultados preliminares. *Paleontología i Evolució* 18: 19-37.
9. Agustí, J., Gibert, J., Moyà-Solà, S., Vera, J.A. (1985). Neogene-Quaternary boundary in the continental sediments of the Guadix-Baza Basin (Southeastern Spain). *Abstracts of the VIII Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Budapest*: 50-52.
10. Agustí, J., Moyà-Solà, S., Pons-Moyà, J. (1986). Venta Micena (Guadix-Baza Basin, South-Eastern Spain): Its place in the Pli-Pleistocene mammal succession in Europe. *Geologica Romana* 25: 33-62.
11. Agustí, J., Moyà-Solà, S., Martín-Suárez, E., Marín, M. (1987a). Faunas de mamíferos en el Pleistoceno inferior de la región de Orce (Granada, España). *Paleontología i Evolució*. Memoria especial 1: 73-86.
12. Agustí, J., Arbiol, S., Martín-Suárez, E. (1987b). Roedores y Lagomorfos (Mammalia) del Pleistoceno inferior de Venta Micena (depresión de Guadix-Baza, Granada). *Paleontología i Evolució*. Memoria especial 1: 95-107.
13. Agustí, J., Moyà-Solà, S., Pons-Moyà, J. (1987c). La sucesión de Mamíferos en el Pleistoceno inferior de Europa: proposición de una nueva escala bioestratigráfica. *Paleontología i Evolució*. Memoria especial 1: 287-295.
14. Agustí, J., Martín-Suárez, E., Vera, J.A. (1988). Contribución a la síntesis del Neógeno continental de España e interpretación paleoclimática. *Congreso Geológico de España* 1: 241-244.
15. Agustí, J., Oms, O., Garcés, M., Parés, J.M. (1997). Calibration of the late Pliocene-early Pleistocene transition in the continental beds of the Guadix-Baza basin (southeastern Spain). *INQUA*.
16. Agustí, J., Oms, O., Parés, J.M. (1999). Calibration of the Early-Middle Pleistocene transition in the continental beds of the Guadix-Baza Basin (SE Spain). *Quaternary Science Review* 18: 1409-1417.
17. Alberdi M.T., Ruiz-Bustos, A. (1985). Descripción y significado bioestratigráfico y climático del *Equus* e *Hippopotamus* en el yacimiento de Venta Micena (Granada). *Estudios Geológicos* 41: 251-261.
18. Alberdi, M.T., Ruiz-Bustos, A. (1989). Taxonomía y Biostratigrafía de Equidae (Mammalia, Perissodactyla) en la Cuenca de Guadix-Baza (Granada). In Alberdi M.T., Bonadonna, F.P. (eds.): *Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza, Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 11: 239-272.
19. Alberdi, M.T., Mazo, A.V., Morales, J., Ruiz-Bustos, A., Sesé, C., Cerdeño, E., Hernanz, E., Soto, E. (1985). Biostratigraphy of the continental Neogene and lower Quaternary of the Guadix-Baza basin (Southeastern Spain). *Abstracts of the VIII Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Budapest*: 57-59.
20. Alberdi, M.T., Bonadonna, F.P., Hoyos, M., Leone, G. (1988a). Biostratigraphy and Geodynamic of the Guadix-Baza area (Granada). *Comunicaciones del II Congreso Geológico de España, 1988, Granada*: 249-252.
21. Alberdi, M.T., Alonso-Diago, M.A., Cerdeño, E., Mazo, A.V., Morales, J., Sesé, C. (1988b) Biostratigrafía de las faunas de mamíferos de la Cuenca de Guadix-Baza (Granada). *II Congreso Geológico de España* 1: 245-248.
22. Alberdi, M.T., Alcalá, L., Azanza, B., Cerdeño, E., Mazo, A.V., Morales, J., Sesé, C. (1989). Consideraciones bioestratigráficas sobre la fauna de Vertebrados fósiles de la cuenca de Guadix-Baza (Granada, España). In Alberdi M.T., Bonadonna, F.P. (eds.): *Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza, Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 11: 347-355.
23. Alberdi, M.T., Alonso, M.A., Azanza, B., Hoyos, M., Morales, J. (2001). Vertebrate taphonomy in circum-lake environments: three cases in the Guadix-Baza Basin (Granada, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 165: 1-26.
24. Alcalá, L., Morales, J. (1989). Los carnívoros del Pleistoceno medio de Cúllar de Baza-1 y Huéscar-1 (Cuenca de Guadix-Baza). In Alberdi M.T., Bona-

- donna, F.P. (eds.): Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza, *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 11: 215-224.
- 25 Alonso, M.A. (1986). Situación estratigráfica de los yacimientos del borde oeste de la Depresión de Guadix-Baza (zona de Huélago y Fonelas). *Geogaceta* 1: 7-9.
- 26 Alonso, M.A. (1990). *El Plio-Pleistoceno de la Cuenca de Guadix-Baza (zona occidental y área de Cúllar-Baza): Estratigrafía, sedimentología y evolución paleogeográfica, tafonomía de yacimientos de vertebrados*. Tesis Doctoral. Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca: 561 pp.
- 27 Anadón, P., De Deckker, P., Julià, R. (1986). The Pleistocene lake deposits of the NE Baza Basin (Spain): salinity variations and ostracod succession. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology* 143: 199-208.
- 28 Anadón, P., Julià, R., De Deckker, P., Rosso, J.-C., Söulié-Marsche, I. (1987). Contribución a la Paleontología del Pleistoceno inferior de la Cuenca de Baza (sector Orce-Venta Micena). *Paleontología i Evolució. Memoria especial* 1: 35-72.
- 29 Anadón, P., Julià, R. (1990). Hydrochemistry from Sr and Mg contents of ostracodes in Pleistocene lacustrine deposits, Baza Basin (SE Spain). *Hydrobiologia* 197: 291-303.
- 30 Anadón, P. (1992) Composition of inland waters with marine-like fauna and inferences for a Miocene lake in Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology* 99: 1-8.
- 31 Anadón, P., Utrilla, R., Julià, R. (1994). Palaeoenvironmental reconstruction of a Pleistocene lacustrine sequence from faunal assemblages and ostracode shell geochemistry, baza Basin, SE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 111: 191-205.
- 32 Anadón, P. (1989). Los lagos salinos interiores (atalásicos) con faunas de afinidad marina del Cenozoico de la Península Ibérica. *Acta Geológica Hispana*, 24: 83-102.
- 33 Anadón, P. (1995). Métodos de isótopos estables y elementos traza en la reconstrucción paleoambiental. Reconstrucción de Paleoambientes y cambios climáticos. *IX Reunión Nacional sobre Cuaternario*: 34-41.
- 34 Angelopoulo, D., Demetzos, C., Perdetzoglou, D. (2001). An interpopulation study of the essential oils of *Cistus parviflorus* L. growing in Crete (Greece). *Biochemical Systematics and Ecology* 29: 405-415.
- 35 Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., García de Cura, M.A., Hoyos, M. (1990). Los sistemas aluviales miocenos del borde noroeste de la Cuenca de Madrid: sector Cifuentes-Las Inviernas (Guadalajara). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 3: 213-229.
- 36 Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., García de Cura, M.A. (1993). Palaeogeomorphological controls on the distribution and sedimentary styles of alluvial systems, Neogene of the NE of the Madrid basin (central Spain). In Marzo, M., Puigdefábregas, C. (Eds.). *Alluvial Sedimentation. International Association of Sedimentologists, Special Publication* 17: 277-292.
- 37 Arpino, P., Albrect, P., Ourisson, G. (1970). Series homologues aliphatics dans un sediment eocène d'origine lacustre. *C.R. Acad. Sci., Ser. D* 270: 1760-1763.
- 38 Arribas, A. (1995). Modelo genético de Venta Micena (Orce, Granada, España): actividad y dispersión de hiénidos durante el Plioceno superior-Pleistoceno de España. *Resúmenes del Congreso Internacional de Paleontología Humana*. Orce (Granada): 47-48.
- 39 Azanza, B., Morales, J. (1989). Los artiodáctilos de Huélago, Huéscar-1 y Cúllar-Baza-1 (cuenca de Guadix-Baza, Granada). In Alberdi M.T., Bonadonna, F.P. (eds.): Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza, *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 11: 289-316.
- 40 Badal, E. (2002). Bosques, campos y pastos: el potencial económico de la vegetación mediterránea. In Badal et al., eds., *El paisaje en el Neolítico Mediterráneo. Saguntum Extra-5*: 129-146.
- 41 Badal, E., Bernabeu, J., Vernet, J.L. (1994). Vegetation change and human action from the Neolithic to the Bronze Age (7000-4000 BP) in Alicante, Spain, based on charcoal análisis. *Vegetation History and Archaeobotany* 3: 155-166.
- 42 Badal, E., Carrión, Y. (2001). Del Glacial al interglacial: los paisajes vegetales a partir de los restos carbonizados hallados en las cuevas de Alicante. In Villaverde, V., ed., *De Neandertales a Cromañones. El inicio del poblamiento humano en las tierras valencianas*. 21-40. Universitat de Valencia. Valencia.
- 43 Baena J., Guzmán del Pino J.L., Jerez F. (1978). Hoja *Geológica MAGNA* 1: 50.000 951 (Orce). IGME 28 pp, 1 plano
- 44 Baltanás, A., Montes, C., Martino, P. (1990). Distribution patterns of ostracods in Iberian saline lakes. Influence of ecological factors. *Hydrobiologia* 197: 207-220.
- 45 Baltanás, A. (1992). A contribution to the knowledge of the cypridid ostracode fauna (Crustacea, Ostracoda, Cprididae) on the Iberian Peninsula, and a comparison with adjacent areas. *Archiv fur Hydrobiologie suppl.* 90(3): 419-452.
- 46 Banerjee, I., Kidwell, S.M. (1991). Significance of molluscan shell beds in sequence stratigraphy: an example from the Lower Cretaceous Manville Group of Canada. *Sedimentology* 38 (5): 913-934.
- 47 Barbadillo, L.J. (1989). Los Reptilia (Sauria y Amphisbaenia) de los yacimientos Plio-pleistocénicos de la cuenca de Guadix-Baza (sudeste español). In Alberdi M.T., Bonadonna, F.P. (eds.): Geología y Paleon-

- tología de la cuenca de Guadix-Baza, *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 11: 151-166.
- 48 Barnes, M.A., Barnes, W.C. (1978). Organic compounds in lake sediments. In: *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Lerman, A. (Ed.). Springer-Verlag: 127-152.
- 49 Bell, C.M. (1989). Saline lake carbonates within an Upper Jurassic-Lower Cretaceous continental red bed sequence in the Atacama region of northern Chile. *Sedimentology* 36 (4): 651-664.
- 50 Bernabeu Auban, J., Barton, C.M., Perez Ripoll, M. (2001). A taphonomic perspective on Neolithic beginnings: theory, interpretation, and empirical data in the Western Mediterranean. *Journal of Archaeological Science* 28: 597-612.
- 51 Bernabeu Auban, J., Villaverde, V., Badal, E., Martínez, R. (1999). En torno a la neolitización del Mediterráneo peninsular: valoración de los procesos postdeposicionales de la Cova de les Cendres. In *Geoarqueología I Cuaternari Litoral. Memorial Maria Pilar Fumanal*. Universitat de Valencia: 69-81.
- 52 Bilan, W. (1988). Late Quaternary *Ostracoda* from lacustrine sediments of the Orle Basin. *Folia Quaternaria* 58: 69-74
- 53 Blair, T.C., MacPherson, J.G. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* A64: 450-589.
- 54 Bocaletti, M., Gelati, R., López-Garrido, A.G., Papani, G., Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. (1987). Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense* 23: 179-200.
- 55 Bonadonna, F.P., Leone, G. (1989). La Región de Guadix-Baza: datos de la composición isotópica del oxígeno y del carbono y reconstrucción paleoambiental. In Alberdi M.T., Bonadonna, F.P. (eds.): *Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza, Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 11: 79-98.
- 56 Bordegat, A.M. (1979). Teneurs relative en phosphore, potassium et aluminium dans le caparace d'ostacodes actuels. Intérêt écologique (Analyse à la microsonde électronique) In: N. Krstic (Editor), *Taxonomy, Biostratigraphy and Distribution of Ostracodes. Proceedings of the 7th International Symposium on Ostracodes, Serbian Geological Society, Belgrade, 1979*: 261-264.
- 57 Bordegat, A.M. (1985). "Composition chimique des carapaces d'Ostracodes. Paramètres du milieu de vie" in Atlas des Ostracodes de France. *Bulletin des Centres de Recherches et Exploration-Production Elf-Aquitaine*. Pau. Mém 9: 379-386.
- 58 Bordegat, A.M., Andreani, A.M. (1980). Mise en évidence de la réponse adaptative d'une espèce euryhaline, *Cyprideis torosa* (Jones, 1850) à des conditions écologiques difficiles par l'analyse multi-élémentaire en spectrométrie de masse à étincelle. En Martinell, J. (Ed) *International symposium on "Concept and Method in Paleontology"*: 135-139.
- 59 Borja, C., García-Pacheco, J.M., Ramírez-López, J.P., García-Olivares (1992). Cuantificación y caracterización de la albúmina fósil del cráneo de Orce. In Gibert, J.: *Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia. Proyecto Orce-Cueva Victoria* (1988-1992): 415-423.
- 60 Borja, C., García Olivares, E. (1995). Detection and characterization of proteins in fossils from Venta Micena and Cueva Victoria by immunological methods. *Resúmenes del Congreso Internacional de Paleontología Humana*. Orce (Granada): 26.
- 61 Botella, M.C., Vera, J.A., Porta, J. (1975). El yacimiento achelense de "La Solana de Zamborino" Fernelas (Granada). (Primera campaña de excavaciones). *Cuadernos de Prehistoria de la Universidad de Granada* 1 (1-4): 1-45.
- 62 Bradshaw, J.S. (1957). Laboratory studies on the rate of growth of the foraminifer "Streblus beccarii (Linne) var. tepida (Cushman)". *Journal of Paleontology* 31: 1138-1147.
- 63 Brenchley, P.J., Harper, D.A.T. (1998). *Palaeoecology: Ecosystems, environments and evolution*. Ed. Chapman & Hall. Londres. 402 pp.
- 64 Broecker, W.S. (1992). *The Glacial world according to Wally*. Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University, Palisades, 258 pp
- 65 Brophy, J.J., Goldsack, R.J., Wu, M.Z., Fookes, C.J.R., Forster, P.I. (2000). The steam volatile oil *Wolleemia nobilis* and its comparison with other members of the Araucariaceae (*Agathis* and *Araucaria*). *Biochemical Systematics and Ecology* 28: 563-578.
- 66 Bruijn, H. de (1974) The ruscinian Rodent succession in Southern Spain and its implications for the biostratigraphic correlation of Europe and North Africa. *Senckenbergiana Lethaea* 55 (1/5): 435-443.
- 67 Bull, W.B. (1972). Recognition of alluvial fans deposits in the stratigraphic record. In: Rigby, K., Hambin, K. (Eds.), *Recognition of ancient sedimentary environments*. Society of Economy, Paleontology and Mineralogy, Special Publication 16: 63-83.
- 68 Burns, S.J., Schwalb, A., Wessel, M. (in press). A 16000 year record of changes in  $\delta^{18}\text{O}$  of precipitation and temperature for the Central Alps from Lake Constance.
- 69 Cabrera, Ll., Colombo, F., Robles, S. (1985). Sedimentation and Tectonics interrelationships in the Paleogene marginal alluvial fans of the SE Ebro basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. In: Rosell, J., Milá, M. (Eds.), *6th European IAS Meeting in Lérida, Spain. Excursion guidebook* 10, pp. 394-492.

- 70 Cadot, H.M., Kaesler, R.L. (1977). Magnesium content of calcite in caparaces of benthic marine Ostracoda. *The University of Kansas Paleontological Contributions* 87: 1-23.
- 71 Calvo Sorando, J.P. (1994). *Mapa geológico Magna, 1:50.000 Cúllar-Baza (972)*. Instituto Geológico y Minero de España. Documentación complementaria inédita (in press.)
- 72 Campillo, D. (1989). Estudio del hombre de Orce. In: Gibert, J., Campillo, D., García Olivares, E. (eds.) *Los restos humanos de Orce y Cueva Victoria*: 187-200.
- 73 Campillo, D. (1992). Estudio del hombre de Orce. In Gibert, J.: *Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia. Proyecto Orce-Cueva Victoria* (1988-1992): 341-370.
- 74 Cande S.C., Kent, D. V. (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.
- 75 Cann, J.H., De Deckker, P. (1981) Fossil Quaternary and living Foraminifera from athalassic (non-marine) saline lakes, southern Australia. *Journal of Paleontology* 55: 660-670.
- 76 Carbonnel, G. (1983) Morphométrie et hypersalinité chez *Cyprideis torosa* (Jones) (Ostracoda, Actuel) dans les salines de Santa-Pola (Alicante, Espagne). *Sciences Géologiques Bulletin* 36(4): 211-219.
- 77 Carbonel, P., Colin, J.P., Danielopol, D., Löffler, H., Neustreva, I. (1988). Paleoecology of limnic ostracodes: A review of some major topics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 62: 413-461.
- 78 Carcaillet, C. (1998). A spatially precise study of Holocene fire history, climate and human impact within the Maurienne valley, North French Alps. *Journal of Ecology* 86: 384-396.
- 79 Carcaillet, C. (2001). Are Holocene wood-charcoal fragments stratified in alpine and subalpine soils? Evidence from the Alps based on AMS <sup>14</sup>C dates. *The Holocene* 11(2): 231-242.
- 80 Casas, J., Peña, J.A., Vera, J.A. (1975). Interpretación geológica y estratigráfica del yacimiento de la Solana del Zamborino. En: Botella, M.C., Vera, Vera, J.A., Porta, J. (1975) El yacimiento achelense de la "Solana de Zamborino" Fonelas (Granada). (Primera campaña de exploraciones). *Cuadernos de Prehistoria de la Universidad de Granada* 1: 5-15.
- 81 Cerdeño, E. (1989). Rhinocerotidae (Mammalia, Perissodactyla) de la cuenca de Guadix-Baza. In Alberdi M.T., Bonadonna, F.P. (eds.): *Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza, Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 11: 273-288.
- 82 Chaffee, A.L., Hoover, D.S., Johns, R.B., Schweighardt, F.K. (1986). Biological markers extractable from coal. In Johns, R.B. (Ed.) *Biological markers in the sedimentary record*. Elsevier, Amsterdam, pp 311-345.
- 83 Chen, J., Summons, R.E. (2001). Complex patterns of steroidal biomarkers in Tertiary lacustrine sediments of the Biyang Basin, China. *Organic Geochemistry* 32: 115-126.
- 84 Civis, J. (1989). Microfauna (Foraminíferos y Ostrácos) en el Neógeno y Cuaternario de la cuenca de Guadix-Baza y corredor Huércal-Overa. In Alberdi M.T., Bonadonna, F.P. (eds.): *Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza, Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 11: 119-125.
- 85 Collinson, J.D. (1996). Alluvial sediments. In Reading H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, pp. 37-82
- 86 Comas, M.C. (1978) *Sobre la Geología de los Montes Orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía)*. Tesis doctoral, Universidad de Bilbao, 323 pp.
- 87 Comas, M.C., Delgado, F., Vera, J.A. (1973). *Mapa y memoria explicativa de la hoja 993 (Benalúa de Guadix) del mapa geológico a escala 1:50 000*. ITGE
- 88 Craig, H. (1965) The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In: Tongiorgi, E. (Ed) *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures. Proceedings of the spoleto Conference. Consiglio Nazionale delle Ricerche*, Pisa: 3-24.
- 89 Cranwell, P.A. (1984). Lipid geochemistry of sediments from Upton Broad, a small productive lake. *Organic Geochemistry* 7: 25-37
- 90 Cranwell, P.A. (1985). Long chain unsaturated ketones in recent lacustrine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 1545-1551.
- 91 Cranwell, P.A. (1987). Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments. *Organic Geochemistry* 11: 513-527.
- 92 Crégut-Bonnoure, E. (1995). Les petits bovidae de Venta Micena et de Cueva Victoria (Espagne). *Resúmenes del Congreso Internacional de Paleontología Humana*. Orce (Granada): 43.
- 93 Cuevas, F., Martín-Penela, A., Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C., Vera, J.A. (1984). Première datation du Turolien à la base de la Formation de Guadix (Secteur d'Ablla, Espagne). *Geobios* 17: 335-361.
- 94 Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus* (16) 5: 461-469.
- 95 De Deckker, P. (1981) Ostracods of athalassic saline lakes. *Hydrobiologia* 81: 131-144.
- 96 De Deckker, P., Forester, R.M. (1988). The use of ostracods to reconstruct continental palaeoenvironmental records. En De Deckker, P., Colin, J.P., Pey-

- pouquet J.P. (Eds): *Ostracoda in the Earth Sciences*, Elsevier: 175-199.
- 97 Deckker, P., Geurts, M.A., Julià, R. (1979). seasonal rhythmites from a lower pleistocene lake in northeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 26: 43-71.
- 98 Delgado, F., Gómez, J., Martín, L. (1980). *Mapa y memoria explicativa de la hoja 972 (Baza) del mapa geológico a escala 1:50 000*. ITGE
- 99 Delgado-Zamarreño, M.M., Bustamante-Rangel, M., Sánchez-Pérez, A., Hernández-Méndez, J. (2001). Análisis de vitamin E isomers in sedes and nuts with and without coupled hydrolysis by liquid chromatography and coulometric detection. *Journal of Chromatography* 935: 77-86.
- 100 Delorme, L.D. (1978). Distribution of freshwater ostracodes in Lake Erie. *International Association of the Great Lakes Research* 4(2): 216-220.
- 101 Didyk, B.M., Simoneit, B.R.T., Brassell, S.C., Eglinton, G. (1978). Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature* 272: 216-222.
- 102 Diebel, K., Pietrzyński, E. (1984) Jungpleistozäne Ostracoden aus Sedimenten der Parkhöhlen von Weimar. *Quartärpaläontologie* 5: 285-319.
- 103 Doadrio, I., Casado, P. (1989). Nota sobre la ictiofauna continental de los yacimientos de la cuenca de Guadix-Baza (Granada). En Alberdi M.T., Bonadonna, F.P. (eds.): *Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza, Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 11: 139-150.
- 104 Drasche, R. von (1879). Geologische Skizze des Hochgebirge thale der Sierra Nevada. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*. Bd. XXIX: 93-122.
- 105 Durand, B. (1980). *Kerogen-insoluble organic matter from sedimentary rocks*. Editions Technip, Paris.
- 106 Durazzi, J.T. (1977). Stable isotopes in the ostracod shell: a preliminary study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41: 1168-1170.
- 107 Eisenemann, V. (1995). *Equus granatensis* de Venta Micena et les équidés anté-caballins. *Resúmenes del Congreso Internacional de Paleontología Humana*. Orce (Granada): 42.
- 108 Emrich, K., Ehhalt, D.H., Vogel, J.C. (1970) Carbon isotope fractionation during precipitation of calcium carbonate. *Earth and Planetary Science Letters* 8: 363-371.
- 109 Engel, M. H., Macko, S. A. (Eds) (1993). *Organic geochemistry. Principles and Applications*. Plenum.
- 110 Fallot, P., Sole, L., Colom, G., Birot, P. (1950) Sur l'âge des couches de Baza et de la Formation de Guadix. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 231: 504-507.
- 111 Fallot, P., Faure-Muret, A., Fontboté, J.M. (1967) Observation sur la Formation de Guadix. *Boletín Geológico y Minero* 78: 5-47.
- 112 Felix, J., Montori, A. (1987). Los anfibios y los reptiles del Plio-Pleistoceno de la Depresión de Guadix-Baza (Granada). *Paleontología i Evolució. Memoria especial* 1: 283-286.
- 113 Fernández, J., Soria, J. (1988). Posición estratigráfica, relaciones de facies y control tectónico del abanico de Villanueva. Mioceno terminal. Depresión de Guadix. *II Congreso Geológico de España* 3 (simposios): 291-298.
- 114 Ficken, K. J., Street-Perrott, F.A., Perrott, R.A., Swain, D.L., Olago, D.O., Eglinton, G. (1998a). Glacial/interglacial variations in carbon cycling revealed by molecular and isotope stratigraphy of Lake Nkunga, Mt. Kenya, East Africa. *Organic Geochemistry* 29: 1701-1719.
- 115 Ficken, K. J., Li, B., Swain, D.L., Eglinton, G. (2000). An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floatind freshwater aquatic macrophytes. *Organic Geochemistry*, 31: 745-749.
- 116 Figueiral, I., Mosbrugger, V., Rowe, N.P., Ashraf, A.R., Utescher, T., Jones, T.P. (1999). The Miocene peat-forming vegetation of northwestern Germany: an análisis of wood remains and comparison with previous palynological interpretations. *Rev. Palaeobotany and Palynology* 104: 239-266.
- 117 Figueiral, I., Mosbrugger, V., Rowe, N.P., Utescher, T., Jones, T.P., Von der Hocht, F. (2002). Role of charcoal análisis for interpreting vegetatyion change and paleoclimate in the Miocene Rhine Embayment (Germany). *Palaeos* 17: 347-365.
- 118 Figueiral, I., Terral, J.F., 2002. Late Quaternary refugia of Mediterranean taxa in the Portuguese Extremadura: charcoal based palaeovegetation and climatic reconstruction. *Quaternary Sciences Reviews* 21: 549-558.
- 119 Fontes, J.Ch., Gasse, F., Callot, Y., Plaziat, J-C., Carbonel, P., Dupeuble, P.A., Kaczmarzka, I. (1985). Freshwater to marine-like environments from Holocene lakes in northern Sahara. *Nature* 317: 608-610.
- 120 Friend, P.F. (1983). Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: Collison, J.D., Lewin, J.) *Modern and Ancient Fluvial Systems. Special. Publications of the International Association of Sedimentologists* 6: 345-354.
- 121 Fu, J., Sheng, G., Peng, P., Brassell, S.C., Eglinton, G., Jiang, J. (1986). Peculiarities of salt lake sediments as potential source rocks in China. In: Leythaeys, D., Rullkotter, J. (eds.), *Advances in Organic Geochemistry 1985, Organic Geochemistry* 10: 119-126.
- 122 Garcés, M., Agustí, J., Parés, J.M. (1996). Magneto-cronología del Plioceno superior continental de la

- cuenca de Guadix-Baza (Cordilleras Béticas). *Geogaceta* 20(5): 1033-1036.
- 123 García Antón, M. (1992). *Paleovegetación del Pleistoceno Medio de Atapuerca a través del análisis polínico*. Actas, Evolución Humana en Europa y los yacimientos de la Sierra de Atapuerca, Vol. I: 147-165.
- 124 García García, C. (1977). *Micromamíferos del yacimiento achelense de la Solana de Zamborino. Fone-las (Granada)*. Memoria de Licenciatura Univ. de Granada, 180 pp. Inédito.
- 125 García-Hernández, M., Lupiani, E., Vera, J.A. (1986). La sedimentación liásica en el sector central del Subbético medio: una clave para la interpretación de la evolución de un rift intracontinental. XI Congreso Nacional de Sedimentología de Barcelona, *Acta Geológica Hispánica* 21-22: 329-337.
- 126 García Olivares, E., Gallardo-Galera, J.M., Martínez-López, F., Borja, C., García-Olivares, D. (1989). Detección y caracterización de proteínas fósiles en el cráneo de Orce (resultados preliminares). En Gibert, J., Campillo, D., García-Olivares, E. (Eds): *Los restos humanos de Orce y Cueva Victoria*: 225-228.
- 127 Gasse, F., Fontes, J.C., Plaziat, J.C., Carbonel, P., Kaczmarek, I., De Deckker, P., Soulié-Marsche, I., Callot, Y., Dupeuble, P.A. (1987). Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene lakes from North Sahara. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 60: 1-46.
- 128 Gerdes, G., Spira, J., Dimentman, C. (1985) The fauna of the Gavish Sabkha and the Solar Lake. A comparative study. En: Friedman, G.M., Krumbein, W.E. (Eds) *Hypersaline ecosystems, the Gavish Sabkha*. *Ecological studies*, 53: 323-245
- 129 Gibert, J. (1984). El yacimiento de Venta Micena (Orce, Granada). Importancia, acción antropogénica y características paleoantropológicas del fragmento de cráneo de *Homo* sp. *Actas del Simposium Homenaje a Luis Siret*: 37-48.
- 130 Gibert, J. (1986). Evidences of human presence in the SE of Iberian Peninsula for the Inferior Pleistocene. *The World Archaeological Congress, The Pleistocene Perspective* 1: 11p.
- 131 Gibert, J. (1995a). Los restos humanos de Orce y Cueva Victoria. *Resúmenes del Congreso Internacional de Paleontología Humana*. Orce (Granada): 17-18.
- 132 Gibert, J. (1995b). Acción antrópica en Venta Micena. *Resúmenes del Congreso Internacional de Paleontología Humana*. Orce (Granada): 29.
- 133 Gibert, J. (1995c). Human activity at Venta Micena. *Resúmenes del Congreso Internacional de Paleontología Humana*. Orce (Granada): 30.
- 134 Gibert, J., Caporicci, R. (1989) Acción antrópica en Venta Micena. En Gibert, J., Campillo, D., García-Olivares, E. (Eds): *Los restos humanos de Orce y Cueva Victoria*. Sabadell: 329-348.
- 135 Gibert, J., Jiménez, C. (1991) Investigations into cut-marks on fossil bones of lower Pleistocene from Venta Micena (Orce, Granada province, Spain). *Human Evolution* 6(2): 117-128.
- 136 Gibert, J., Martínez Navarro, B. (1992). Human presence and anthropic action in the SE of Iberian Peninsula during the lower Pleistocene. *Revista Española de Paleontología* nº extraordinario: 59-70.
- 137 Gibert, J., Palmqvist, P. (1992a). Aplicación del análisis fractal al fragmento craneal de *Homo* sp. de Venta Micena. En Gibert, J. (Ed): *Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia. Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992)*: 371-390.
- 138 Gibert, J., Palmqvist, P. (1992b). Dimensión fractal de las suturas del cráneo de Orce. *Revista Española de Paleontología* 7 (2): 154-160.
- 139 Gibert, J., Palmqvist, P. (1995). Fractal analysis of the Orce skull sutures. *Journal of Human Evolution* 28: 561-575.
- 140 Gibert, J., Agustí, J., Moyà-Solà, S. (1983). Presencia de *Homo* sp. en el yacimiento del Pleistoceno inferior de Venta Micena (Orce, Granada). *Paleontología i Evolució. Publicació especial*, 12 pp.
- 141 Gibert, J., Campillo, D., García-Olivares, E., Gallardo, J.M., Martínez, F., Borja, C., García-Olivares, D. (1986). Description and differential diagnosis of the fragment of the cranium of *Homo* sp of Venta Micena locality (lower Pleistocene). the World Archaeological Congress. *The Pleistocene perspective*. I. Southampton y Londres.
- 142 Gibert, J., Ribot, F., Ferrández, C., Martínez Navarro, B., Ruiz, C. (1989a). Diagnóstico diferencial del fragmento de cráneo de *Homo* sp. del yacimiento de Venta Micena (Orce, Granada). En Gibert, J., Campillo, D., García Olivares, E. (eds.): *Los restos humanos de Orce y Cueva Victoria*: 31-108.
- 143 Gibert, J., Ribot, F., Ferrández, C., Martínez Navarro, B., Caporicci, R., Campillo, D. (1989b). Anatomical study: comparison of the cranial fragment from Venta Micena (Orce, Spain) with fossil and extant mammals. *Human evolution* 4: 283-305.
- 144 Gibert, J., Ribot, F., Ferrández, C., Martínez Navarro, B., Caporicci, R. (1989c). Características diferenciales entre el fragmento de cráneo de *Homo* sp. de Venta Micena (Orce, Granada) y los équidos. *Estudios Geológicos* 45: 121-138.
- 145 Gibert, J., Arribas, A., Martínez Navarro, B., Albada-lejo, S., Gaete, R., Gibert, L., Peñas, C., Torrico, R. (1992a). Síntesis cronoestratigráfica del Pleistoceno inferior de la región de Orce. En Gibert, J. (Ed): *Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia. Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992)*: 107-114.

- 146 Gibert, J., Caporicci, R., Martínez Navarro, B., Arribas, A. (1992b). Estudio tafonómico de los metápodos de caballo de Venta Micena. En Gibert, J.(Ed): *Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia. Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992)*: 115-132.
- 147 Gibert, J., Arribas, A., Terán, J., Palomar, J. (1992c). Contexto geológico del Barranco del Paso (Orce, Granada). En Gibert, J.(Ed): *Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia. Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992)*: 203-217.
- 148 Gibert, J., Iglesias, A., Mailló, A., Gibert, L. (1992d). Industrias líticas en el Pleistoceno inferior de la región de Orce. En Gibert, J.(Ed): *Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia. Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992)*: 219-281.
- 149 Gibert, J., Fernández, C., Martínez Navarro, B., Caporicci, R., Jiménez, C. (1992e). Roturas antrópicas en los huesos de Venta Micena y Olduvai. Estudio comparativo. En Gibert, J.(Ed): *Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia. Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992)*: 283-305.
- 150 Gibert, J., Sánchez, F., Malgosa, A., Walker, M.J., Palmqvist, P., Martínez Navarro, B., Ribot, F. (1992f). Nuevos descubrimientos de restos humanos en los yacimientos de Orce y Cueva Victoria. En Gibert, J. (Ed): *Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia. Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992)*: 391-413.
- 151 Gibert, J., Arribas, A., Martínez Navarro, B., Albadalejo, S., Gaeta, R., Gibert, L., Oms, O., Peñas, C., Torrico, R. (1994a). Biostratigraphie et magnétostratigraphie des gisements à présence humaine et action anthropique de Pléistocène inférieur de la région d'Orce (Grenade, Espagne). *Comptes Rendus des Academie de Sciences de Paris* 318: 1277-1282.
- 152 Gibert, J., Sánchez, F., Malgosa, A., Martínez, B. (1994b) Découvertes de restes humains dans les gisements d'Orce (Granada, Spain). *Comptes Rendus des Academie de Sciences de Paris*, 319(II): 963-968.
- 153 Gibert, J., Palmqvist, P., Turq, A., Pérez Clarós J.A.(1994c). Nuevos datos de los restos humanos e industrias líticas de Orce. *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología*: 89-92.
- 154 Gibert, J., Gibert, L., Albadalejo, S. (1995). Bioestratigrafía de la región de Orce. Nuevos datos. *Resúmenes del Congreso Internacional de Paleontología Humana. Orce (Granada)*: 35.
- 155 Gibert, L., Gibert, J., Albadalejo, S., Maestro, E. (1995). Yacimientos con acción Antrópica y presencia humana en la Región de Orce. *Excursiones (E-2). Resúmenes del Congreso Internacional de Paleontología Humana. Orce (Granada)*: 110-114.
- 156 Gierlowski-Kordesch, E.H. (1998). Carbonate deposition in an ephemeral siliciclastic alluvial system: Jurassic Shuttle Meadow Formation, Newark Supergroup, Hartford Basin, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140: 161-184.
- 157 Goddard, E.N., Trask, P.D., Ford, R.K., Rove, O.N., Singewald, J.T., Overbeck, R.M. (1984). *Rock-Color Chart*. Geological Society of America.
- 158 González-Donoso, J. M., Serrano, F., Linares, D. (2000). Sea surface temperature during the Quaternary at ODP Sites 976 and 975 (western Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 162: 17-44.
- 159 Goodess, C.M., Palutikof, J.P., Davies, T.D. (1992). *The nature and causes of climate change. Assessing the Long Term Future*. Belhaven Press, Londres, 248.
- 160 Goodfriend, G.A. (1987). Chronostratigraphic studies of sediments in the Negev desert, using amino acid epimerization analysis of land snail shells. *Quaternary Research* 25: 374-392.
- 161 Goodfriend, G.A. (1991). Patterns of racemization and epimerization of amino acids in land snail shells over the course of the Holocene. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 293-302.
- 162 Goodfriend, G.A., Meyer, V. (1991). A Comparative study of the kinetics of amino acid racemization/epimerization in fossil and modern mollusc shells. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 3355-3367.
- 163 Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Hoyos, M., Civis, J. (1989). Geomorfología y evolución dinámica del sector suroriental de la cuenca de Guadix-Baza (área Baza-Caniles). In Alberdi M.T., Bonadonna, F.P. (eds.): *Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza, Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 11: 97-112.
- 164 Greguss, P. (1955). Identification of living gymnosperms on the basis of xylotomy. *Akademiai Kiadó*. Budapest.
- 165 Guerra, A. (1990). Sobre la conexión entre la Depresión de Guadix-Baza y el Corredor del Almanzora. (Cordilleras Béticas, Andalucía Oriental). *Geogaceta* 8: 97-99.
- 166 Guerra, A. (1992). *La cuenca Neógena del Corredor del Almanzora*. Tesis Doctoral Universidad de Granada.
- 167 Guerra, A., Ruiz-Bustos, A., Martín-Penela, A.J. (1991). Geología y fauna de los yacimientos de Colorado 1, Colorado 2, Aljibe 2 y Aljibe 3. (Cuenca de Guadix-Baza, Cordilleras Béticas). *Geogaceta* 9: 99-102.
- 168 Guerra, A., Ruiz-Bustos, A. (1991). Geología y Paleontología del Plioceno continental en el sector de Baza (Cuenca de Guadix-Baza, Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 10: 24-28.
- 169 Guilderson, T., Fairbanks, R.G., Rubenstones, J.L. (1994) Tropical temperature variations since 20.000 years ago: modulating interhemispheric climate change. *Science* 263: 663-665.

- 170 Guiot, J., Pons, A., Beaulieu, J.-L., Reille, M. (1989). A 140,000 year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature* 338: 309-313.
- 171 Hanford, C.R. (1982). Sedimentology and evaporative genesis in a Holocene continental sabkha playa basin, Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology* 29: 239-253.
- 172 Hardie, L.A., Smoot, J.P., Eugster, H.P. (1978). Saline lakes and their deposits. In: Matter, A., Tucker, M.E. (Eds.) *Modern and Ancient Lake Sediments. Special Publication of the International Association of Sedimentologists* 2: 7-41.
- 173 Heinz, C., Thiébaud, S. (1998). Characterization and Palaeoecological Significance of Archaeological Charcoal assemblage during Late and Post-Glacial Phases in southern France. *Quaternary Reserches* 50: 56-68.
- 174 Herráez, I. (1999). El cambio climático, fuentes de información. En Ruiz Zapata, B., Dorado, M., Gil, M.J., Valdeolmillos, A (eds): *Efectos del cambio climático en la Región mediterránea durante los últimos 3.000 años*. Universidad de Alcalá de Henares, Madrid: 40-53.
- 175 Holmes, J.P. (1992). Nonmarine ostracodes as Quaternary palaeoenvironmental indicators. *Progress in Physical Geography* 16: 425-431.
- 176 Holmes, J.A., Street-Perrott, F.A., Allen, M.J., Fothergill, P.A., Harkness, D.D., Kroon, D., Perrott, R.A. (1997). Holocene palaeolimnology of Kajemuran Oasis, Northern Nigeria: an isotopic study of ostracodes, bulk carbonate and organic carbon. *Journal of the Geological Society*, Londres, 154: 311-319.
- 177 Horowitz, A. (1989). Continuous pollen diagrams from the last 3.5 m.y. from Israel: vegetation, climate and correlation with the oxygen isotope record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72 (1-2): 63-78.
- 178 Hsü, K.J., Siegentaler, C. (1969). Preliminary experiment on hydrodynamic movements induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology* 12: 11-25.
- 179 Huang, H., Pearson, M.J. (1999). Source rock palaeoenvironments and controls on the distribution of dibenzothiophenes in lacustrine crude oils, Bohai Bay Basin, eastern China. *Organic Geochemistry* 30 (11): 1455-1470.
- 180 Hubert, J.F., Hyde, M.G., 1982. Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St Mary's Bay, Nueva Scotia. *Sedimentology* 29: 457-474.
- 181 Hughes, W.B., Holba, A.G., Dzou, L.I.P. (1995). The ratios of dibenzothiophene to phenanthrene and pristane to phytane as indicators of depositional environment and lithology of petroleum source rocks. *Geochimica et Cosmochimica* 59: 3581-3598.
- 182 Hunt J.M. (1977). *Petroleum Geochemistry and Geology*. W.H. Freeman and Co. S. Francisco 617pp.
- 183 Instituto Geológico y Minero de España (1988). *Exploración de lignitos en la cuencas terciarias del ámbito bético*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid (inédito), 320 p.
- 184 Jiménez-Fuentes, E., Martín de Jesús, S. (1989). Quelonios fósiles de la cuenca de Guadix-Baza (Granada). In Alberdi M.T., Bonadonna, F.P. (eds.): *Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza, Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 11: 167-174.
- 185 Jiménez, C., Gibert, J. (1992). Estudio comparativo de los "cut-marks" de Venta Micena. En Gibert, J. (Ed): *Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia. Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992)*: 307-339.
- 186 Jodot, P. (1953) Gasteropodes continentaux plaisanciens du Bassin lacustre de Baza (Prov. de Granada). *Memorias y Comunicaciones del Instituto Geológico de la Diputación de Barcelona*, 10.
- 187 Judd, W.S., Capbell, C.S., Kellogg, E.A., Stevens, P.F., Donoghue, M.J. (2002). *Plant systematics. A phylogenetic approach*. Sinauer Associates, Ins. Massachussets, 576 p.
- 188 Kaufman, D.S. (2000). Amino acid racemization in ostracodes. In Goodfriend, G.A., Collins, M.J., Fogel, M.L., Macko, S.A., Wehmiller, J.F. (Eds.), *Perspectives in Amino Acids and Protein Geochemistry*. Oxford University Press, New York : 145-160.
- 189 Kendall, A.C. (1984). Evaporites. In: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Model. Geoscience Canada* 1: 259-296.
- 190 Killops, S.D., Killops, V.J. (1993). *An introduction to organic geochemistry*. Longman, John Wiley & Sons, Nueva York, 265 pp.
- 191 Laznicka P. (1988). Breccias and coarse fragmentites: petrology, environments, associations, ores. *Developments in Economic Geology* 25. Elsevier, New York, pp 832.
- 192 Lijmbach, G.W.M. (1975). On the origin of petroleum. *Proceedings. 9<sup>th</sup> World Petroleum Congress* 2: 357-369.
- 193 Lister, G.S. (1988). Stable isotopes from lacustrine ostracoda as tracers for continental palaeoenvironments. En De Deckker, P., Colin, J.P., Peypouquet J.P. (Eds): *Ostracoda in the Earth Sciences*, Eslvier: 201-218.
- 194 Lister, G.S., Kelts, K., Zao, C.K., Yu, J.-Q., Niessen, F. (1991). Lake Quinghai, China: closed-basin lake levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the latest Pleistocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 84: 141-162.
- 195 Lockheart, M.J., van Bergen, P.F., Evershed, R.P. (2000). Chemotaxonomic classification of fossil leaves from the Miocene Clarkia lake deposit, Idaho, USA based on n-alkyl lipid distributions and princi-

- pal component analyses. *Organic Geochemistry* 31: 1223-1246.
- 196 Lowenstein J.L. (1995). Immunological reactions on fossil bones from Orce. *Resúmenes del Congreso Internacional de Paleontología Humana. Orce (Granada)*: 27.
- 197 Lowenstein, T.K., Hardie, L.A. (1985). Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology* 32: 627-644.
- 198 Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., Sosa-Nájera, S. (2002). Mid- to late- Wisconsin pollen record of San Felipe Basin, Baja California. *Quaternary Research* 58: 84-92.
- 199 Lupiani, E. Roldán, F.J. Villalobos M. (2002). *Hoja Geológica MAGNA 1:50.000 n° 929 (22-37)- San Clemente*. Instituto Geológico y Minero de España.
- 200 Lupiani, E. Roldán, F.J. Villalobos M. (2002). *Hoja Geológica MAGNA 1:50.000 n° 950 (22-38)- Huéscar*. Instituto Geológico y Minero de España.
- 201 Lüttig, G. (1955). Die Ostrakoden des Interglazials von Elze. *Paläontologische Zeitschrift* 29(3-4): 146-169, pl. 16-19.
- 202 MacCarthy, I.A.J. (1990). Alluvial sedimentation patterns in the Munster Basin, Ireland. *Sedimentology* 37 (4): 685-712.
- 203 Mack, G.H., James, W.C. (1993). Control of basin symmetry on fluvial lithofacies, Camp Rice and Palomas Formations (Plio-Pleistocene), southern Rio Grande Rift, USA. In: Marzo, M., Puigdefábregas, C. (Eds.), Alluvial Sedimentation. *International Association of Sedimentologists, Special Publication* 17: 439-450.
- 204 Madurga, M<sup>a</sup>.C. (1973). Los gasterópodos dulceacuícolas y terrestres del Cuaternario español. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica* 71 (1-2): 43-165.
- 205 Maldonado, A., Nelsom, H. (1988). Dos ejemplos de márgenes continentales de la Península Ibérica: el margen del Ebro y el golfo de Cádiz. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 1(3-4): 317-325.
- 206 Margalef, R. (1946). Datos zoogeográficos sobre ostrácodos de agua dulce de Cataluña y descripción de la nueva especie *Potamocypris pyrenaica*. *Publicaciones del Instituto de Biología Aplicada* III: 163-171.
- 207 Marín, M<sup>a</sup> (1987). *Equus stenorhis granatensis* en el Pleistoceno inferior de Venta Micena (Granada, España). *Paleontología i Evolució. Memoria especial* 1: 255-281.
- 208 Martín Arroyo, T. (1998). *Paleoclimatología y Paleoambiente durante el Pleistoceno Medio y Superior en el valle del Tajo*. Tesis Doctoral. Universidad de Alcalá de Henares.
- 209 Martín Penela, A. (1976). *Paleontología de los Equidae, Rhinocerotidae y Elephantidae del yacimiento de la Solana de Zamborino (Fonelas, Granada)*. Memoria de Licenciatura Univ de Granada, 224 pp. Inédito.
- 210 Martín Penela, A. (1983). Presencia del género *Macaca* en el yacimiento Pleistoceno de la Solana de Zamborino (Fonelas, Granada, España), Estudio preliminar. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica* 81 (3-4): 187-195.
- 211 Martín Penela, A. (1987) *Paleontología de los grandes mamíferos del yacimiento achelense de la Solana de Zamborino (Fonelas, Granada)*. Tesis doctoral. Universidad de Granada, 268 pp.
- 212 Martínez, B. (1992a). Revisión sistemática de la fauna de macromamíferos del yacimiento de Venta Micena (Orce, Granada, España). En Gibert, J. (Ed): *Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia. Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992)*: 21-85.
- 213 Martínez, B. (1992b). Estudio cuantitativo y consideraciones paleoecológicas de la comunidad de mamíferos del yacimiento de Venta Micena (Orce, Granada). En Gibert, J. (Ed): *Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia. Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992)*: 155-187.
- 214 Martínez, B. (1995a). Orce. *Revista de Arqueología*, año XVI, 173: 6-17.
- 215 Martínez, B. (1995b). The Venta Micena (Orce, Granada, Spain) faunal assemblage and the first human dispersion out of Africa. *Resúmenes del Congreso Internacional de Paleontología Humana. Orce (Granada)*: 44.
- 216 Martínez, B., Palmqvist, P. (1994). Presencia del felido de dientes de sable africano *Megantereon whitei* (Broom, 1937) (Carnivora, Machairodontidae) en Venta Micena. *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología*: 130-133.
- 217 Martínez, B., Palmqvist, P. (1995a). Presence of the African Machairodont *Megantereon whitei* (Broom, 1937) (Felidae, Carnivora, Mammalia) in the Lower Pleistocene Site of Venta Micena (Orce, Granada, Spain), with some considerations on the origin, evolution and dispersal of the genus. *Journal of Archaeological Science* 22: 569-582.
- 218 Martínez, B., Palmqvist, P. (1995b). Presence of the african saber-toothed felid *Megantereon whitei* in the lower Pleistocene Site of Venta Micena (Orce, Granada). *Resúmenes del Congreso Internacional de Paleontología Humana. Orce (Granada)*: 45-46.
- 219 Martínez, B., Gibert, J., Palmqvist, P., Santamaría, J.L. (1994). Presencia de una asociación de cráneos de grandes mamíferos en Venta Micena. *Revista Española de Paleontología* 9 (2): 220.
- 220 Martínez Navarro, B., Palmqvist, P., Arribas, A., Turq, A., Agustí, J., Oms, O. (1997). Síntesis de las investigaciones paleontológicas y arqueológicas en el Plio-Pleistoceno de la región de Orce. *Cuaternario Ibérico*: 261-272.

- 221 Mazo, A. (1989a). Nuevos restos de Proboscidea (Mammalia) en la cuenca de Guadix-Baza. In Alberdi M.T., Bonadonna, F.P. (eds.): Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza, *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 11: 225-238.
- 222 Mazo, A. (1989b). Los hipopótamos del Pleistoceno medio de Huéscar-1 (Granada). In Alberdi M.T., Bonadonna, F.P. (eds.): Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza, *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 11: 317-326.
- 223 Mazo, A., Sesé, C., Ruiz-Bustos, A., Peña, J.A. (1985). Geología y paleontología de los yacimientos plio-pleistocenos de Huéscar (Depresión de Guadix-Baza, Granada). *Estudios Geológicos* 41: 467-493.
- 224 McCoy, W.D. (1988). Amino acid racemization in fossil non-marine ostracod shells: a potential tool for the study of Quaternary stratigraphy, chronology and palaeotemperature. In De Deckker, P., Colin, J.P., Peypouquet J.P. (Eds.), *Ostracoda in the Earth Sciences*. Elsevier, Amsterdam & New York: 201-218.
- 225 McKenzie, K.G., Müller, K.J., Gramm, M.N. (1983). Phylogeny of Ostracoda. En Schram, F.R., Balkema A.A. (Eds): *Crustacean Phylogeny, Crustacean Issues* 1, Rotterdam: 29-46.
- 226 Mein, P. (1975) Rapport du Groupe de Travail sur les Vertébrés C.N.N. Biozonation du Neogene Méditerranéen a partir des Mammifères. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 4: 143-144.
- 227 Meisch, C. (1984). Revision of the Recent Western Europe species of the genus *Potamocypris* (Crustacea, Ostracoda). Part I. *Travaux Scientifiques du Musée d'Histoire Naturelle de Luxembourg* 3: 1-55.
- 228 Meisch, C. (1985). Revision of the Recent Western Europe species of the genus *Potamocypris* (Crustacea, Ostracoda). Part II. *Travaux Scientifiques du Musée d'Histoire Naturelle de Luxembourg* 6: 1-95.
- 229 Meisch, C. (1987). Ostracodes d'eau douce récoltés dans le sud-ouest de la France (Crustacea, Ostracoda). *Bull. Soc. Nat. Luxembourg* 87: 89-118.
- 230 Menéndez, E. (1987). Cévidos del yacimiento del Pleistoceno inferior de Venta Micena-2, Orce (Granada, España). *Paleontología i Evolució. Memoria especial* 1: 129-181.
- 231 Mezquita, F., Tapia, G., Roca, J.R. (1999). Ostracoda from springs on the eastern Iberian Peninsula: ecology, biogeography and palaeolimnological implications. *Palaeoecology, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 148: 65-85.
- 232 Miall, A.D. (Ed.), Sedimentation and tectonics in alluvial basins. *Geological Association of Canada, Special Paper* 23: 1-33.
- 233 Michaux, J., Suc, J.P., Vernet, J.L. (1979) Climatic inference from the history of the taxodiaceae during the pliocene and the early pleistocene in western Europe. *Review of Palaeobotany and Palynology* 27: 185-191
- 234 Moldovan, J.M., Seifert, W.K., Gallegos, E.J. (1985). Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks. *AAPG Bulletin* 69: 1255-1268.
- 235 Molinari, V. (1970). *Ostracodi pleistoceni di Torre in Pietra*, Roma, *Quaternaria*: 263-295.
- 236 Morkhoven, F.P.C.M. (1963). *Post-Paleozoic Ostracoda. Their morphology, taxonomy and economic use*. Amsterdam, Elsevier, 2 vols, vol 1: General; vol 2: Generic descriptions.
- 237 Moyà-Solà, S., Agustí, J., Gibert, J., Pons-Moyà J. (1981). El yacimiento cuaternario de Venta Micena (España) y su importancia dentro de las asociaciones faunísticas del Pleistoceno inferior europeo. *Paleontología i Evolució* XVI: 39-53.
- 238 Moyà-Solà, S., Agustí, J., Marín, M. (1987). Fuentes-nuevas-1: nueva localidad con mamíferos del Plioceno superior de Guadix-Baza (Granada, España). *Paleontología i Evolució. Memoria especial* 1: 87-93.
- 239 Moyà-Solà, S. (1987). Los bóvidos (*Artiodactyla*, Mammalia) del yacimiento del Pleistoceno inferior de Venta Micena (Orce, Granada, España). *Paleontología i Evolució. Memoria especial* 1: 181-236.
- 240 Neale, J.W. (1988). Ostracods and palaeosalinity reconstruction. En De Deckker, P., Colin, J.P., Peypouquet J.P.(Eds): *Ostracoda in the Earth Sciences*, Elsevier: 125-156.
- 241 Nemeč, W., Postma, G. (1993). Quaternary alluvial fans in Crete. In Marzo, M., Puigdefàbregas, C. (Eds.), *Alluvial Sedimentation. International Association of Sedimentologists, Special Publication*: 235-276.
- 242 Noble, R., Knox, J., Alexander, R., Kagi, R. (1985). Identification of tetracyclic diterpene hydrocarbons in Australia Crude oils and sediments. *Journal of the Chemical Society* 1038: 32-33.
- 243 Ntinou, M. (2002). vegetation and human communities in prehistoric Greece. In Badal et al., eds., El paisaje en el Neolítico mediterráneo. *Saguntum Extra*-5: 91-103.
- 244 Ogura, K., Machilara, T., Takada, H. (1990). Diagenesis of biomarkers in Biwa lake sediments over 1 million years. *Organic Geochemistry* 16: 805-813.
- 245 Oms, O., Garcés, M., Parés, J.M., Agustí, J., Anadón, P., Julià, R. (1994). Magnetostratigraphic characterization of a thick Lower Pleistocene lacustrine sequence from the Baza Basin (Betic Chain, Southern Spain). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 85: 173-180.
- 246 Oms, O., Dinarès Turell, J., Parés, J.M. (1996). Resultados paleomagnéticos iniciales de la sección Plio-Pleistocena de Fuente Nueva (Cuenca de Gua-

- dix-Baza, Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9 (1-2): 89-95.
- 247 Ortí, F., Pueyo, J.J., Geisler-Cussey, D., Dulau, N. (1984). Evaporitic sedimentation in the coastal salinas of Santa Pola (Alicante, Spain). *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas. Diputación de Barcelona* 38-39: 169-220.
- 248 Ortí, F., Rosell, L. (2000). Evaporative systems and diagenetic patterns in the Calatayud Basin (Miocene, central Spain). *Sedimentology* 47 (3): 665-685.
- 249 Ortiz, J.E. (2000). *Evolución paleoclimática durante el Pleistoceno de la mitad sur de la Península Ibérica mediante el estudio paleontológico y geoquímico de ostrácodos de la cuenca de Cúllar-Baza (Granada, España)*. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid, 4 vol., 567 p.
- 250 Ortiz, J.E., Torres, T., Llamas, J.F., Canoira, L., García-Alonso, P., García de la Morena, M.A., Lucini, M. (2000). Dataciones de algunos yacimientos paleontológicos de la cuenca de Guadix-Baza (sector de Cúllar-Baza, Granada, España) y primera estimación de edad de la apertura de la cuenca mediante el método de racemización de aminoácidos. *Geogaceta* 28: 109-112.
- 251 Ortiz, J.E., Torres, T., Llamas, F.J. (2002). Cross-calibration of the racemization rates of leucine and phenylalanine and epimerization rates of isoleucine between ostracodes and gastropods over the Pleistocene in southern Spain. *Organic Geochemistry* 33: 691-699.
- 252 Ortiz, J.E., Torres, T., Delgado, A., Julià, R., Llamas, F.J., Soler, V., Delgado, J. (en prensa). Numerical dating algorithms of amino acid racemization ratios analyzed in continental ostracodes of the Iberian Peninsula (Spain). Application to Guadix-Baza basin (southern Spain).
- 253 Oviatt, C.G., Thompson, R.S., Kaufman, D.S., Bright, J., Forester, R.M. (1999). Reinterpretation of the Burmester core, Bonneville Basin, Utah. *Quaternary Research* 52: 180-184.
- 254 Palacios, P. de (1997). *Anatomía de maderas de coníferas a nivel de especie. Región Norteamericana y Europea*. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes. Universidad Politécnica de Madrid.
- 255 Palmqvist, P., Gibert, J., Martínez Navarro, B. (1992a). Implicaciones tafonómicas y paleoecológicas de la relación tamaño-abundancia en la paleocomunidad de Venta Micena. En Gibert, J. (Ed): *Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia. Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992)*: 143-153.
- 256 Palmqvist, P., Gibert, J., Martínez Navarro, B. (1992b). Sobre la relación tamaño/abundancia en los macromamíferos de Venta Micena y sus implicaciones tafonómicas. *Revista Española de Paleontología* 7 (2): 174-180.
- 257 Palmqvist, P., Gibert, J., Martínez Navarro, B. (1993). Precisiones sobre la bioestratonomía de Venta Micena. *Revista Española de Paleontología* 8 (2): 206.
- 258 Palmqvist, P., Gibert, J. (1995). Comparative morphometric analysis of the Orce skull sutures using the methods of fractal geometry. *Resúmenes del Congreso Internacional de Paleontología Humana. Orce (Granada)*: 20-21.
- 259 Palmqvist, P., Martínez Navarro, B., Mendoza, M. (1995). Prey selection by carnivores in the lower paleocommunity of Venta Micena. *Resúmenes del Congreso Internacional de Paleontología Humana. Orce (Granada)*: 49-50.
- 260 Palmqvist, P., Martínez Navarro, B. (1995). Biostratigraphic analysis of the Venta Micena assemblage. *Resúmenes del Congreso Internacional de Paleontología Humana. Orce (Granada)*: 51-52.
- 261 Parés, J.M., Dinarés-Turell (1997). Estado actual de las investigaciones paleomagnéticas en la cuenca de Guadix-Baza (Cordilleras Béticas). *Geogaceta* 22: 137-139.
- 262 Peña, J.A. (1979). *La Depresión de Guadix-Baza. estratigrafía del Plio-Pleistoceno*. Tesis doctoral. Universidad de Granada, 160 pp.
- 263 Peña, J.A. (1985). La Depresión de Guadix-Baza. *Estudios Geológicos*, 41: 33-46.
- 264 Peña, J.A., Rodríguez-Fernández, J., Ruiz-Bustos, A. (1977). El yacimiento de vertebrados de cortes de Baza 1 (Depresión de Guadix-Baza). Nota preliminar. *Acta Geológica Hispánica* XII (1/3): 42-45.
- 265 Pereira, W.E., Rostad, C.E., Taylor, H.E., Klein, J.M. (1982). Characterization of organic contaminants in environmental samples associated with Mount St. Helens 1980 volcanic eruption. *Environ. Sci. Technol.* 16: 387-396.
- 266 Pérez Claros, J.A., Palmqvist, P., Gibert, J., Martínez Navarro, B., Walker, M.J. (1995). Morphometric study of a human diaphysis from Orce, by means of canonical discriminant functions of fourier series harmonic descriptors of diaphyseal cross-sectional outlines. *Resúmenes del Congreso Internacional de Paleontología Humana. Orce (Granada)*: 22-23.
- 267 Peters, K.E., Moldovan, J.M. (1993). *The Biomarker Guide: Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments*. Prentice Hall, New Jersey, 363 pp.
- 268 Platt, J.P. (1986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin* 97: 1037-1053.
- 269 Pons Moyà, J. (1987). Los carnívoros (Mammalia) de Venta Micena (Granada, España). *Paleontología i Evolució. Memoria especial* núm. 1: 109-128.
- 270 Portero, J.M., Alvaro, M. (1984). La Depresión del Guadalquivir, cuenca de antepaís durante el Neógeno: génesis, evolución y relleno final. *I Congreso Español de Geología III*: 241-252.

- 271 Pous, J., Queral, P., Ledo, J.J., Roca, E., García, X., Marcuello, A. (1995). Electrical conductive structure of the central Betics from magnetotelluric data. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 8(4): 513-527.
- 272 Quesada, C. (1992). *Evolución tectónica del Macizo Ibérico (una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y Paleozoico)*. Universidad de Extremadura. Conmemoración oficial del Quinto Centenario del Descubrimiento de América/Encuentro entre Dos Mundos: 173-190.
- 273 Raven, P.H., Evert, R.F., Eichhorn, S.E. (1992). *Biology of Plants*. Worth Publishers. New York. 5 Edition.
- 274 Rieley, G., Collier, R.J., Jones, D.M., Eglinton, G., Lakmi, P., Fallik, A.F. (1991). Sources of sedimentary lipids deduced from stable carbon-isotope analyses of individual compounds. *Nature* 352, 452.
- 275 Robles, F. (1989). Moluscos continentales del Plio-Pleistoceno de la cuenca de Guadix-Baza. En Alberdi M.T., Bonadonna, F.P. (Eds.): *Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza, Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 11: 127-138.
- 276 Rodríguez-Aranda, J.J., Calvo, J.P., Ordóñez, S. (1991). Transición de abanicos aluviales a evaporitas en el Mioceno del borde oriental de la cuenca de Madrid (sector Barajas de Melo-Illana). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 4 (1-2): 33-50.
- 277 Rodríguez Fernández, J. (1982) *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 160 pp.
- 278 Rohrback, B.G. (1983). Crude oil geochemistry of the Gulf of the Suez. In Bjoroy, M. et al. (eds), *Advances in Organic Geochemistry* 1981. John Wiley and Sons, New York: pp 39-48.
- 279 Roig, S., Gómez Manzanque, F., Masedo, F., Morla, C., Sánchez Hernando, L.J., 1997. Estudio paleobotánico de estróbilos y maderas subfósiles holocenas en el yacimiento de Cevico Navero (Palencia, España). *Anales Jard. Bot. Madrid* 55(1): 111-123
- 280 Roldán (1995). *Estudio Geológico a escala 1:50.000 de las Hojas 929, 949, 950, 971 y 972 del Mapa Geológico Nacional y estudios complementarios. Análisis Estructural*. Instituto Tecnológico Geominero de España, 115 pp.
- 281 Roldán, F.J. Lupiani, E. Villalobos M. Hidalgo J. Soria J. (2002a). *Hoja Geológica MAGNA 1:50.000 n° 971 (21-39)- Cuevas del Campo*. Instituto Geológico y Minero de España.
- 282 Roldán, F.J. Lupiani, E. Villalobos M. (2002b). *Hoja Geológica MAGNA 1:50.000 n° 972 (22-39)- Cúllar- Baza*. Instituto Geológico y Minero de España.
- 283 Roldán, F.J. Lupiani, E. Villalobos M. Contreras E. (2002c). *Hoja Geológica MAGNA 1:50.000 n° 949 (21-38)- Pozalcón*. Instituto Geológico y Minero de España.
- 284 Rosen, M.R. (1994). The importance of groundwater in playas: a review of playa classifications and the sedimentology and hydrology of playas. In (Rosen, M.R., Ed), *Paleoclimate and basin evolution of playa systems. Geological Society of America, Special Paper* 289, 1-8.
- 285 Rosso, J.C., Gaillard, J.M. (1982) Faunes d'invertébrés. Mollusques testacés (Macrofaune). En Petit-Marie, N. (Ed): *Le Shati, lac pléistocène au Fezzan (Libye)*. Marsella: 55-68.
- 286 Rozanski, K., Araguas-Araguas, L., Gonfiatini, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. En Smmart, P.K., Lohmann, K.C., Mckenzie, J., Savin, S. (eds): *Climate change in Continental Isotopic Records. Geophysical Monograph. American Geophysical Union* 78: 1-36.
- 287 Ruiz Bustos, A. (1976) *Estudio sistemático y ecológico sobre la fauna del Pleistoceno medio en las Depresiones Granadinas. El yacimiento de Cúllar de Baza*. Tesis doctoral. Trabajos y Monografías del Departamento de Zoología de la Universidad de Granada.
- 288 Ruiz Bustos, A. (1984) El yacimiento paleontológico de Cúllar-Baza I. *Investigación y Ciencia* 91: 20-29.
- 289 Ruiz-Bustos, A. (1988). Presencia de caracteres mimomianos en *Arvicola mosbachensis*, Schmidtgen, 1911 del yacimiento de Cúllar de Baza-I. Consideraciones sobre su origen. *Congreso Geológico de España* 1: 325-328.
- 290 Ruiz-Bustos, A., Michaux, J.J. (1976). Le site préhistorique nouveau de Cullar de Baza-I (Province de Grenade, Espagne) d'âge pléistocène moyen. Etude préliminaire et analyse de la fauna des Rongeurs. *Géologie Méditerranéenne* 3(3): 173-182.
- 291 Ruiz Bustos, A., Sesé, C., Dabrio, C., Peña, J.A., Padiá, J. (1984). Geología y fauna de micromamíferos del nuevo yacimiento del Plioceno inferior de Gorafe-A (Depresión de Guadix-Baza, Granada). *Estudios Geológicos* 40: 231-241.
- 292 Sánchez Marco, A. (1989). Huéscar-1 (Granada): Avance de la lista de aves y consiguientes conjeturas sobre paleoambientes y paleogeografía. En Alberdi M.T., Bonadonna, F.P. (Eds.): *Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza, Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 11: 175-184.
- 293 Santafe-Llopis, J.V., Casanovas-Cladellas, M<sup>a</sup>. L. (1987). *Dicerorhinus etruscus brachycephalus* (Mammalia, Perissodactyla) de los yacimientos pleistocénicos de la cuenca Guadix-Baza (Venta Micena y Huéscar) (Granada, España). *Paleontología i Evolució. Memoria especial* 1: 237-254.
- 294 Sanz, M.E., Rodríguez-Aranda, J.P., Calvo, J.P., Ordóñez, S. (1991). Sedimentología de las facies de yesos detríticos de la Unidad Intermedia del Mioceno (sector sur de la Cuenca de Madrid). *Congreso Español del Terciario de Vic* 1: 316-319.

- 295 Sanz, M.E., Rodríguez-Aranda, J.P., Calvo, J.P., Ordóñez, S. (1994). Tertiary detrital gypsum in the Madrid basin, Spain: Criteria for interpreting detrital gypsum in continental evaporitic sequences. *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes*, SEPM Special Publication 50: 217-228.
- 296 Schweingruber, F.H. (1990). Anatomie Europäischer Hölzer. Ein Atlas zur Bestimmung Europäischer Baum- und Zwergstrauchhölzer. Haupt, Stuttgart, 800pp.
- 297 Sesé, C. (1989). Los Micromamíferos del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno de la cuenca de Guadix-Baza (Granada). En Alberdi M.T., Bonadonna, F.P. (Eds.): *Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza, Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 11: 185-214.
- 298 Sesé (1991). Interpretación paleoclimática de las faunas de micromamíferos del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno de la cuenca de Guadix-Baza (Granada, España). *Estudios Geológicos* 47: 73-83.
- 299 Sesé, C. (1994). Paleoclimatical interpretation of the Quaternary small mammals of Spain. *Geobios* 27(6): 753-767.
- 300 Shackleton, N.J. (1995). New data on the evolution of Pliocene climatic variability. En Vrba, E.S., Denton, G.H., Partidge, T.C., Burckle, L.H. (Eds): *Palaeoclimate and Evolution with Emphasis on Human Origins*: 242-248. Yale University Press, New Haven.
- 301 Siegentaler, R.U., Eicher, U. (1986). Stable oxygen and carbon isotope analyses, Ch. 20. En Berglung, B.E. (Ed): *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*, Wiley, Chichester: 407-422.
- 302 Siegert (1905) *Das Becken von Guadix und Baza. Zeitschrift Gessellsch; für Erdkunde*. Berlin: 525-554 y 586-614.
- 303 Silvertop, C. (1834). On the lacustrine of Baza and Alhama in the province of Grenade and similar deposits in other parts of Spain. *Proceedings of the Geological Society London* 1: 216-217.
- 304 Silvertop, C. (1836). *Geological sketch of the tertiary formation in the provinces of Granada and Murcia, Spain*. Longman ress. Edt. Londres.
- 305 Smith, G.I., Bischoff, J.L. (1997). An 800,000-year Paleoclimatic record from Core OL-92, Owens Lake, Southeast California. *Geological Society of America, Special paper* 317, 165 pp.
- 306 Simoneit, B.R.T. (1977). Diterpenoid compounds and other lipids in deep-sea sediments and their geochemical significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41: 463-476.
- 307 Simoneit, B.R.T. (1980). Organic geochemistry of Mesozoic sediments from Deep Sea Drilling Project Site 333, Falkland Plateau. In: Lancelot Y., Winterer et al. (Eds.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, U.S. Government Printing Office, Washington D.C. 50: 637-642.
- 308 Simoneit, B.R.T., Mazurek, M. A. (1979). Lipid geochemistry of Cretaceous sediments from Vigo seamount, DSDP, IPOD, leg 47B. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. vol. XLVII. U.S. Government Printing Office, Washington D.C.: 565-570.
- 309 Sinninghe Damsté, J.S., Kenig, F., Koopmans, M.P., Köster, J., Schouten, S., Hayes, J.M., de Leeuw, J.W. (1995). Evidence for gammacerane as an indicator of water column stratification. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (9): 1895-1900.
- 310 Sohn, I.G. (1958). Chemical constituents of ostracodes: some applications to paleontology and paleoecology. *Journal of Paleontology* 32: 730-736.
- 311 Sole, L. (1959) Succession des faunes marines du Pliocène au Quaternaire sur les côtes méditerranéennes d'Espagne et aux Baléares. *Colloques Internationaux du Centre Naturelle de Recherches du Paris*: 283-297.
- 312 Soria, F.J. (1989) Evolución sedimentaria de la Cuenca de Baza, caracterización tectonosedimentaria en el borde NE (Sector de Orce). En: *Los restos humanos de Orce y Cueva Victoria*. Monografía de la Diputación de Barcelona: 25-30.
- 313 Soria Rodríguez, F.J. (1993). Un episodio expansivo terminal en el relleno de la Cuenca de Baza durante el Pleistoceno medio-superior (prov. de Granada). El cuaternario en España y Portugal: 175-180.
- 314 Soria, F.J., López-Garrido, A.C., Vera, J.A. (1987). Análisis estratigráfico y sedimentológico de los depósitos neógeno-cuaternarios en el sector de Orce (depresión de Guadix-Baza). *Paleontología i Evolució. Memoria especial* núm. 1: 11-34.
- 315 Soria, J.M. (1993). *La sedimentación neógena entre sierra Arana y el río Guadiana Menor (Cordillera Bética Central). Evolución desde un margen continental hasta una cuenca intramontañosa*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 292 pp.
- 316 Soria, J.M. (1994). Sedimentación y tectónica durante el Mioceno en la región de Sierra Arana-Mencal y su relación con la evolución geodinámica de la Cordillera Bética. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 7 (3-4): 199-213.
- 317 Soria, J.M. (1996). Historia de la subsidencia y levantamiento en el margen norte de la cuenca intramontañosa de Guadix (Cordillera Bética central). *Geogaceta* 20 (2): 464-467.
- 318 Soria, J.M., Ruiz-Bustos, A. (1992). Nuevos datos sobre la edad del inicio de la sedimentación continental en la Cuenca de Guadix. Cordillera Bética. *Geogaceta* 11: 92-94.
- 319 Straub, E.W. (1952). Mikropaläontologische untersuchungen im Tertiär zwischen Ehingen und Ulm a.d. Donau. *Geol Jarh*. 66: 433-524.

- 320 Suc, J.P. (1997) *Quelques taxons-guides dans l'étude paléoclimatique du Pliocène et du Pléistocène inférieur du Languedoc (France)*. *Revue de Micropaléontologie*, 4 (18): 246-255.
- 321 Suc, J.P., Cravatte, J. (1982) Etude palynologique du Pliocène de Catalogne (Nord-Est de l'Espagne). Apports à la connaissance de l'histoire climatique de la Méditerranée occidentale et implications chronostratigraphiques. *Paléobiologie continentale*, 13 (1): 1-31
- 322 Talbot, M.R. (1990). A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology* 80: 261-279.
- 323 ten Haven, H.L., de Leeuw, J.W., Rullkötter, J., Sinninghe Damsté, J.S. (1987). Restricted utility of pristane/phytane ratio as a palaeoenvironmental indicator. *Nature* 300: 641-643.
- 324 Tissot, B., Espitalié, J., Deroo, G., Tempere, C., Jonathan, D. (1974). Origin and migration of hydrocarbons in the Eastern Sahara (Algeria). En (Tissot, B., Bienner, F., eds.) *Advances in Organic Geochemistry*. Editions Technip, Paris, pp: 315-334.
- 325 Torres, T. (1984). *Úrsidos del Pleistoceno-Holoceno de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Universidad Politécnica de Madrid, 563 pp.
- 326 Torres, T. (1992). Los restos de oso de Venta Micena y el material de *Ursus etruscus*. En Gibert, J. (Ed): *Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia. Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992)*: 87-106.
- 327 Torres, T., Canoira, L., Cobo, R. García, P. García Cortés, A. Juliá, R. Llamas, J. Hoyos, M. Meyer, V. (1994). Aminoestratigrafía y aminozonación de los travertinos fluviales de Priego (Cuenca, España Central). *Geogaceta* 17: 102-105.
- 328 Torres, T., Canoira, L., Coello, J., García-Alonso, P., Llamas, J. (1995). *Aminoestratigrafía y Geocronología por análisis de racemización de aminoácidos de muestras de gasterópodos y lamelibranchios de la Cuenca de Cúllar-Baza (Granada)*. Proyecto MAGNA (Ingemisa), 57 pp (inédito)
- 329 Torres T. Llamas J. Canoira L. García-Alonso P. García-Cortés A., Mansilla H. (1997). Amino Acid Chronology of the Lower Pleistocene Deposits of Venta Micena (Orce, Granada, Andalusie, Spain). *Organic Geochemistry* 26: 85-97.
- 330 Torres, T, Llamas, J., Canoira, L., Coello, F.J., García-Alonso, P., Ortiz, J.E. (2000). Aminostratigraphy of two Pleistocene marine sequences from the Mediterranean Coast of Spain: Cabo de Huertas (Alicante) and Garrucha (Almería). In Goodfriend, G.A., Collins, M.J., Fogel, M.L., Macko, S.A., Wehmiller, J.F. (Eds.) *Perspectives in Amino Acids and Protein Geochemistry*. Oxford University Press, New York. pp. 263-278.
- 331 Turpen, J., Angell, R. (1971). "Aspects of molting and calcification in the ostracode *Heterocypris*" *Biological Bulletin* 140: 331-338.
- 332 Turq, A., Martínez Navarro, B., Palmqvist, P., Arribas, A., Agustí, J., Rodríguez Vidal, J. (1996). Le Plio-Pleistocene de la région d'Orce, province de Grenade, Espagne: Bilan et perspectives de recherche. *Paleo* 8: 161-204.
- 333 Vega, L.G. (1989). Ocupaciones humanas en el Pleistoceno de la Depresión de Guadix-Baza: elementos de discusión. En Alberdi M.T., Bonadonna, F.P. (Eds.): *Geología y Paleontología de la cuenca de Guadix-Baza, Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 11: 327-346.
- 334 Vera, J.A. (1968) El Mioceno del borde suroeste de la Depresión de Guadix. *Acta Geológica Hispánica* 3: 124-127.
- 335 Vera, J.A. (1969) Características estratigráficas de la serie de Baza (Depresión de Guadix-Baza). *Acta Geológica Hispánica* IV(1): 14-17.
- 336 Vera, J.A. (1970a). Facies del Plioceno de la Depresión de Guadix-Baza. *Cuadernos Geológicos de la Universidad de Granada* 1: 23-25.
- 337 Vera, J.A. (1970b) Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Boletín del Instituto Geominero de España* 81: 429-462.
- 338 Vera, J.A. (1981). Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras Cordilleras Alpinas durante el Mesozoico. *Memorias de la Real Academia Española de la Ciencia*: 129-160.
- 339 Vera, J.A., Fernández, J., López-Garrido, A.C., Rodríguez-Fernández, J. (1984). Geología y estratigrafía de los materiales plioceno-pleistocenos del sector de Orce-Venta Micena (Prov. Granada). *Paleontología i Evolució* 18: 3-11.
- 340 Vernet, J.L., (1997). *L'homme et la forêt méditerranéenne de la Préhistoire à nos jours*. Errance. Paris, 248p.
- 341 Vernet, J.L., Bazile, E., Evin, J. (1979). Coordination des analices anthracologiques et des datations absolues sur charbons de bois. *Bull. Sc. Préhistorique Française* 76/3: 76-79.
- 342 Vesper, B. (1975). To the problem of nodding on *Cyprideis torosa* (Jones, 1850). En Swain, L.S. (Ed): *Biology and Paleobiology of Ostracoda. Bulletins of American Paleontology* 65: 205-216.
- 343 Viso, A.C., Pesando, D., Bernard, P., Marty, J.C. (1993). Lipids components of the Mediterranean seagrass *Posidonea oceanica*. *Phytochemistry* 34: 381-387.
- 344 Volkman, J.K., Farrington, J.W., Gagosian, R., Wakeham, S.G. (1983). Lipid composition of coastal sediments from the Peru upwelling region. In: *Advances in Organic Geochemistry*. Bjoröy, M. et al (eds.). John Wiley and Sons, New York. 228-240.

- 345 Volkman, J.K., Johns, R.B., Gillan, F.T., Perry, G.J., Bavor Jr, H.J. (1980). Microbial lipids of an intertidal sediment- I: fatty acids and hydrocarbons. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44: 1133-1143.
- 346 Wagner, Mouton y Co. (1957). Sur les Ostracodes du Quaternaire recent des Pays-Bas. En Puri, H.S. (Ed): *The H.S. Puri Card Catalogue of Recent Ostracoda*.
- 347 Williams, D.F., Thunell, R.C., Tappa, E., Rio, D., Rafi, I. (1988). Chronology of the Pleistocene Oxygen Isotope Record: 0-1.88 m.y. B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 64: 221-240.
- 348 Yagmurlu, F., Helvacı, C. (1994). Sedimentological characteristics and facies of the evaporite-bearing Kimir Formation (Neogene), Beypazari Basin, central Anatolia, Turkey. *Sedimentology* 41 (5): 847-860.
- 349 Zaninetti, L. (1982) Les foraminifères des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France): milieu de vie et transport dans le salin. Comparaison avec les microfaunes marines. *Géol. Méditerranéenne* 9(4): 447-470.
- 350 Zaninetti, L. (1984). Les foraminifères du salin de Bras del Port (Santa Pola, Espagne), avec remarques sur la distribution des Ostracodes. *Revista de Investigaciones Geológicas* 38/39: 123-138.

## PUBLICACIONES TÉCNICAS

1991

- 01 REVISIÓN SOBRE LOS MODELOS NUMÉRICOS RELACIONADOS ON EL ALMACENAMIENTO DE RESIDUOS RADIACTIVOS.
- 02 REVISIÓN SOBRE LOS MODELOS NUMÉRICOS RELACIONADO CON EL ALMACENAMIENTO DE RESIDUOS RADIACTIVOS. ANEXO 1. Guía de códigos aplicables.
- 03 PRELIMINARY SOLUBILITY STUDIES OF URANIUM DIOXIDE UNDER THE CONDITIONS EXPECTED IN A SALINE REPOSITORY.
- 04 GEOESTADÍSTICA PARA EL ANÁLISIS DE RIESGOS. Una introducción a la Geoestadística no paramétrica.
- 05 SITUACIONES SINÓPTICAS Y CAMPOS DE VIENTOS ASOCIADOS EN "EL CABRIL".
- 06 PARAMETERS, METHODOLOGIES AND PRIORITIES OF SITE SELECTION FOR RADIOACTIVE WASTE DISPOSAL IN ROCK SALT FORMATIONS.

1992

- 01 STATE OF THE ART REPORT: DISPOSAL OF RADIOACTIVE WASTE IN DEEP ARGILLACEOUS FORMATIONS.
- 02 ESTUDIO DE LA INFILTRACIÓN A TRAVÉS DE LA COBERTERA DE LA FUA.
- 03 SPANISH PARTICIPATION IN THE INTERNATIONAL INTRAVAL PROJECT.
- 04 CARACTERIZACIÓN DE ESMECTITAS MAGNÉSICAS DE LA CUENCA DE MADRID COMO MATERIALES DE SELLADO. Ensayos de alteración hidrotermal.
- 05 SOLUBILITY STUDIES OF URANIUM DIOXIDE UNDER THE CONDITIONS EXPECTED IN A SALINE REPOSITORY. Phase II
- 06 REVISIÓN DE MÉTODOS GEOFÍSICOS APPLICABLES AL ESTUDIO Y CARACTERIZACIÓN DE EMPLAZAMIENTOS PARA ALMACENAMIENTO DE RESIDUOS RADIACTIVOS DE ALTA ACTIVIDAD EN GRANITOS, SALES Y ARCILLAS.
- 07 COEFICIENTES DE DISTRIBUCIÓN ENTRE RADIONUCLEIDOS.
- 08 CONTRIBUTION BY CTN-UPM TO THE PSACOIN LEVEL-S EXERCISE.
- 09 DESARROLLO DE UN MODELO DE RESUSPENSIÓN DE SUELOS CONTAMINADOS. APLICACIÓN AL ÁREA DE PALOMARES.
- 10 ESTUDIO DEL CÓDIGO FFSM PARA CAMPO LEJANO. IMPLANTACIÓN EN VAX.
- 11 LA EVALUACIÓN DE LA SEGURIDAD DE LOS SISTEMAS DE ALMACENAMIENTO DE RESIDUOS RADIACTIVOS. UTILIZACIÓN DE MÉTODOS PROBABILISTAS.
- 12 METODOLOGÍA CANADIENSE DE EVALUACIÓN DE LA SEGURIDAD DE LOS ALMACENAMIENTOS DE RESIDUOS RADIACTIVOS.
- 13 DESCRIPCIÓN DE LA BASE DE DATOS WALKER.

### Publicaciones no periódicas

POENCIAS E INFORMES, 1988-1991.  
SEGUNDO PLAN DE I+D, 1991-1995. TOMOS I, II Y III.  
SECOND RESEARCH AND DEVELOPMENT PLAN, 1991-1995, VOLUME I.

1993

- 01 INVESTIGACIÓN DE BENTONITAS COMO MATERIALES DE SELLADO PARA ALMACENAMIENTO DE RESIDUOS RADIACTIVOS DE ALTA ACTIVIDAD. ZONA DE CABO DE GATA, ALMERÍA.
- 02 TEMPERATURA DISTRIBUTION IN A HYPOTHETICAL SPENT NUCLEAR FUEL REPOSITORY IN A SALT DOME.
- 03 ANÁLISIS DEL CONTENIDO EN AGUA EN FORMACIONES SALINAS. Su aplicación al almacenamiento de residuos radiactivos
- 04 SPANISH PARTICIPATION IN THE HAW PROJECT. Laboratory Investigations on Gamma Irradiation Effects in Rock Salt.
- 05 CARACTERIZACIÓN Y VALIDACIÓN INDUSTRIAL DE MATERIALES ARCILLOSOS COMO BARRERA DE INGENIERÍA.
- 06 CHEMISTRY OF URANIUM IN BRINES RELATED TO THE SPENT FUEL DISPOSAL IN A SALT REPOSITORY (I).

- 07 SIMULACIÓN TÉRMICA DEL ALMACENAMIENTO EN GALERÍA-TSS.
- 08 PROGRAMAS COMPLEMENTARIOS PARA EL ANÁLISIS ESTOCÁSTICO DEL TRANSPORTE DE RADIONUCLEIDOS.
- 09 PROGRAMAS PARA EL CÁLCULO DE PERMEABILIDADES DE BLOQUE.
- 10 METHODS AND RESULTS OF THE INVESTIGATION OF THE THERMOMECHANICAL BEHAVIOUR OF ROCK SALT WITH REGARD TO THE FINAL DISPOSAL OF HIGH-LEVEL RADIOACTIVE WASTES.

### Publicaciones no periódicas

SEGUNDO PLAN DE I+D. INFORME ANUAL 1992.  
PRIMERAS JORNADAS DE I+D EN LA GESTIÓN DE RESIDUOS RADIACTIVOS. TOMOS I Y II.

1994

- 01 MODELO CONCEPTUAL DE FUNCIONAMIENTO DE LOS ECOSISTEMAS EN EL ENTORNO DE LA FÁBRICA DE URANIO DE ANDÚJAR.
- 02 CORROSION OF CANDIDATE MATERIALS FOR CANISTER APPLICATIONS IN ROCK SALT FORMATIONS.
- 03 STOCHASTIC MODELING OF GROUNDWATER TRAVEL TIMES
- 04 THE DISPOSAL OF HIGH LEVEL RADIOACTIVE WASTE IN ARGILLACEOUS HOST ROCKS. Identification of parameters, constraints and geological assessment priorities.
- 05 EL OESTE DE EUROPA Y LA PENÍNSULA IBÉRICA DESDE HACE -120.000 AÑOS HASTA EL PRESENTE. Isostasia glacial, paleogeografías paleotemperaturas.
- 06 ECOLOGÍA EN LOS SISTEMAS ACUÁTICOS EN EL ENTORNO DE EL CABRIL.
- 07 ALMACENAMIENTO GEOLÓGICO PROFUNDO DE RESIDUOS RADIACTIVOS DE ALTA ACTIVIDAD (AGP). Conceptos preliminares de referencia.
- 08 UNIDADES MÓVILES PARA CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA
- 09 EXPERIENCIAS PRELIMINARES DE MIGRACIÓN DE RADIONUCLEIDOS CON MATERIALES GRANÍTICOS. EL BERROCAL, ESPAÑA.
- 10 ESTUDIOS DE DESEQUILIBRIOS ISOTÓPICOS DE SERIES RADIACTIVAS NATURALES EN UN AMBIENTE GRANÍTICO: PLUTÓN DE EL BERROCAL (TOLEDO).
- 11 RELACION ENTRE PARAMETROS GEOFÍSICOS E HIDROGEOLOGICOS. Una revisión de literatura.
- 12 DISEÑO Y CONSTRUCCIÓN DE LA COBERTURA MULTICAPA DEL DIQUE DE ESTÉRILES DE LA FÁBRICA DE URANIO DE ANDÚJAR.

### Publicaciones no periódicas

SEGUNDO PLAN I+D 1991-1995. INFORME ANUAL 1993.

1995

- 01 DETERMINACIÓN DEL MÓDULO DE ELASTICIDAD DE FORMACIONES ARCILLOSAS PROFUNDAS.
- 02 UO, LEACHING AND RADIONUCLIDE RELEASE MODELLING UNDER HIGH AND LOW IONIC STRENGTH SOLUTION AND OXIDATION CONDITIONS.
- 03 THERMO-HYDRO-MECHANICAL CHARACTERIZATION OF THE SPANISH REFERENCE CLAY MATERIAL FOR ENGINEERED BARRIER FOR GRANITE AND CLAY HLW REPOSITORY: LABORATORY AND SMALL MOCK UP TESTING.
- 04 DOCUMENTO DE SÍNTESIS DE LA ASISTENCIA GEOTÉCNICA AL DISEÑO AGPARCILLA. Concepto de referencia.
- 05 DETERMINACIÓN DE LA ENERGÍA ACUMULADA EN LAS ROCAS SALINAS FUERTEMENTE IRRADIADAS MEDIANTE TÉCNICAS DE TERMOLUMINISCENCIA. Aplicación al análisis de repositorios de residuos radiactivos de alta actividad.
- 06 PREDICCIÓN DE FENÓMENOS DE TRANSPORTE EN CAMPO PRÓXIMO Y LEJANO. Interacción en fases sólidas.
- 07 ASPECTOS RELACIONADOS CON LA PROTECCIÓN RADIOLÓGICA DURANTE EL DESMANTELAMIENTO Y CLAUSURA DE LA FÁBRICA DE ANDÚJAR.

- 08 ANALYSIS OF GAS GENERATION MECHANISMS IN UNDERGROUND RADIOACTIVE WASTE REPOSITORIES. (Pegase Project).
- 09 ENSAYOS DE LIXIVIACIÓN DE EMISORES BETA PUROS DE LARGA VIDA.
- 10 2º PLAN DE I+D. DESARROLLOS METODOLÓGICOS, TECNOLÓGICOS, INSTRUMENTALES Y NUMÉRICOS EN LA GESTIÓN DE RESIDUOS RADIACTIVOS.
- 11 PROYECTO AGP. ALMACENAMIENTO GEOLÓGICO PROFUNDO. FASE 2.
- 12 IN SITU INVESTIGATION OF THE LONG-TERM SEALING SYSTEM AS COMPONENT OF DAM CONSTRUCTION (DAM PROJECT). Numerical simulator: Code-Bright.

### Publicaciones no periódicas

TERCER PLAN DE I+D 1995-1999.  
SEGUNDAS JORNADAS DE I+D. EN LA GESTIÓN DE RESIDUOS RADIACTIVOS. TOMOS I Y II.

1996

- 01 DESARROLLO DE UN PROGRAMA INFORMÁTICO PARA EL ASESORAMIENTO DE LA OPERACIÓN DE FOCOS EMISORES DE CONTAMINANTES GASEOSOS.
- 02 FINAL REPORT OF PHYSICAL TEST PROGRAM CONCERNING SPANISH CLAYS (SAPONITES AND BENTONITES).
- 03 APORTACIONES AL CONOCIMIENTO DE LA EVOLUCIÓN PALEOCLIMÁTICA Y PALEOAMBIENTAL EN LA PENÍNSULA IBÉRICA DURANTE LOS DOS ÚLTIMOS MILLONES DE AÑOS A PARTIR DEL ESTUDIO DE TRAVERTINOS Y ESPELEOTEMAS.
- 04 MÉTODOS GEOESTADÍSTICOS PARA LA INTEGRACIÓN DE INFORMACIÓN.
- 05 ESTUDIO DE LONGEVIDAD EN BENTONITAS: ESTABILIDAD HIDROTÉRMICA DE SAPONITAS.
- 06 ALTERACIÓN HIDROTÉRMICA DE LAS BENTONITAS DE ALMERÍA.
- 07 MAYDAY. UN CÓDIGO PARA REALIZAR ANÁLISIS DE INCERTIDUMBRE Y SENSIBILIDAD. Manuales.

### Publicaciones no periódicas

EL BERROCAL PROJECT. VOLUME I. GEOLOGICAL STUDIES.  
EL BERROCAL PROJECT. VOLUME II. HYDROGEOCHEMISTRY.  
EL BERROCAL PROJECT. VOLUME III. LABORATORY MIGRATION TESTS AND IN SITU TRACER TEST.  
EL BERROCAL PROJECT. VOLUME IV. HYDROGEOLOGICAL MODELLING AND CODE DEVELOPMENT.

1997

- 01 CONSIDERACIÓN DEL CAMBIO MEDIOAMBIENTAL EN LA EVALUACIÓN DE LA SEGURIDAD. ESCENARIOS CLIMÁTICOS A LARGO PLAZO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA.
- 02 METODOLOGÍA DE EVALUACIÓN DE RIESGO SÍSMICO EN SEGMENTOS DE FALLA.
- 03 DETERMINACIÓN DE RADIONUCLEIDOS PRESENTES EN EL INVENTARIO DE REFERENCIA DEL CENTRO DE ALMACENAMIENTO DE EL CABRIL.
- 04 ALMACENAMIENTO DEFINITIVO DE RESIDUOS DE RADIACTIVIDAD ALTA. Caracterización y comportamiento a largo plazo de los combustibles nucleares irradiados (I).
- 05 METODOLOGÍA DE ANÁLISIS DE LA BIOSFERA EN LA EVALUACIÓN DE ALMACENAMIENTOS GEOLÓGICOS PROFUNDOS DE RESIDUOS RADIACTIVOS DE ALTA ACTIVIDAD ESPECÍFICA.
- 06 EVALUACIÓN DEL COMPORTAMIENTO Y DE LA SEGURIDAD DE UN ALMACENAMIENTO GEOLÓGICO PROFUNDO EN GRANITO. Marzo 1997
- 07 SÍNTESIS TECTOESTRATIGRÁFICA DEL MACIZO HESPÉRICO. VOLUMEN I.

- 08 IIF JORNADAS DE I+D Y TECNOLOGÍAS DE GESTIÓN DE RESIDUOS RADIATIVOS. Pósters descriptivos de los proyectos de I+D y evaluación de la seguridad a largo plazo.
- 09 FEBEX. ETAPA PREOPERACIONAL. INFORME DE SÍNTESIS.
- 10 METODOLOGÍA DE GENERACIÓN DE ESCENARIOS PARA LA EVALUACIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE LOS ALMACENAMIENTOS DE RESIDUOS RADIATIVOS.
- 11 MANUAL DE CESARR V.2. Código para la evaluación de seguridad de un almacenamiento superficial de residuos radiactivos de baja y media actividad.

1998

- 01 FEBEX. PRE-OPERATIONAL STAGE. SUMMARY REPORT.
- 02 PERFORMANCE ASSESSMENT OF A DEEP GEOLOGICAL REPOSITORY IN GRANITE. March 1997.
- 03 FEBEX. DISEÑO FINAL Y MONTAJE DEL ENSAYO "IN SITU" EN GRIMSEL.
- 04 FEBEX. BENTONITA: ORIGEN, PROPIEDADES Y FABRICACIÓN DE BLOQUES.
- 05 FEBEX. BENTONITE: ORIGIN, PROPERTIES AND FABRICATION OF BLOCKS.
- 06 TERCERAS JORNADAS DE I+D Y TECNOLOGÍAS DE GESTIÓN DE RESIDUOS RADIATIVOS. 24-29 Noviembre, 1997. Volumen I
- 07 TERCERAS JORNADAS DE I+D Y TECNOLOGÍAS DE GESTIÓN DE RESIDUOS RADIATIVOS. 24-29 Noviembre, 1997. Volumen II
- 08 MODELIZACIÓN Y SIMULACIÓN DE BARRERAS CAPILARES.
- 09 FEBEX. PREOPERATIONAL THERMO-HYDRO-MECHANICAL (THM) MODELLING OF THE "IN SITU" TEST.
- 10 FEBEX. PREOPERATIONAL THERMO-HYDRO-MECHANICAL (THM) MODELLING OF THE "MOCK UP" TEST.
- 11 DISOLUCIÓN DEL  $UO_2(s)$  EN CONDICIONES REDUCTORAS Y OXIDANTES.
- 12 FEBEX. FINAL DESIGN AND INSTALLATION OF THE "IN SITU" TEST AT GRIMSEL.

1999

- 01 MATERIALES ALTERNATIVOS DE LA CÁPSULA DE ALMACENAMIENTO DE RESIDUOS RADIATIVOS DE ALTA ACTIVIDAD.
- 02 INTRAVAL PROJECT PHASE 2: STOCHASTIC ANALYSIS OF RADIONUCLIDES TRAVEL TIMES AT THE WASTE ISOLATION PILOT PLANT (WIPP), IN NEW MEXICO (U.S.A.).
- 03 EVALUACIÓN DEL COMPORTAMIENTO Y DE LA SEGURIDAD DE UN ALMACENAMIENTO PROFUNDO EN ARCILLA. Febrero 1999.
- 04 ESTUDIOS DE CORROSIÓN DE MATERIALES METÁLICOS PARA CÁPSULAS DE ALMACENAMIENTO DE RESIDUOS DE ALTA ACTIVIDAD.
- 05 MANUAL DEL USUARIO DEL PROGRAMA VISUAL BALAN V. 1.0. CÓDIGO INTERACTIVO PARA LA REALIZACIÓN DE BALANCES HIDROLÓGICOS Y LA ESTIMACIÓN DE LA RECARGA.
- 06 COMPORTAMIENTO FÍSICO DE LAS CÁPSULAS DE ALMACENAMIENTO.
- 07 PARTICIPACIÓN DEL CIEMAT EN ESTUDIOS DE RADIOECOLOGÍA EN ECOSISTEMAS MARINOS EUROPEOS.
- 08 PLAN DE INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO TECNOLÓGICO PARA LA GESTIÓN DE RESIDUOS RADIATIVOS 1999-2003. OCTUBRE 1999.
- 09 ESTRATIGRAFÍA BIOMOLECULAR. LA RACEMIZACIÓN/EPIMERIZACIÓN DE AMINOACIDOS COMO HERRAMIENTA GEOCRONOLÓGICA Y PALEOTERMOMÉTRICA.

- 10 CATSIUS CLAY PROJECT. Calculation and testing of behaviour of unsaturated clay as barrier in radioactive waste repositories. STAGE 1: VERIFICATION EXERCISES.
- 11 CATSIUS CLAY PROJECT. Calculation and testing of behaviour of unsaturated clay as barrier in radioactive waste repositories. STAGE 2: VALIDATION EXERCISES AT LABORATORY SCALE.
- 12 CATSIUS CLAY PROJECT. Calculation and testing of behaviour of unsaturated clay as barrier in radioactive waste repositories. STAGE 3: VALIDATION EXERCISES AT LARGE "IN SITU" SCALE.

2000

- 01 FEBEX PROJECT. FULL-SCALE ENGINEERED BARRIERS EXPERIMENT FOR A DEEP GEOLOGICAL REPOSITORY FOR HIGH LEVEL RADIOACTIVE WASTE IN CRYSTALLINE HOST ROCK. FINAL REPORT.
- 02 CÁLCULO DE LA GENERACIÓN DE PRODUCTOS RADIOLÍTICOS EN AGUA POR RADIACIÓN  $\alpha$ . DETERMINACIÓN DE LA VELOCIDAD DE ALTERACIÓN DE LA MATRIZ DEL COMBUSTIBLE NUCLEAR GASTADO.
- 03 LIBERACIÓN DE RADIONUCLEIDOS E ISÓTOPOS ESTABLES CONTENIDOS EN LA MATRIZ DEL COMBUSTIBLE. MODELO CONCEPTUAL Y MODELO MATEMÁTICO DEL COMPORTAMIENTO DEL RESIDUO.
- 04 DESARROLLO DE UN MODELO GEOQUÍMICO DE CAMPO PRÓXIMO.
- 05 ESTUDIOS DE DISOLUCIÓN DE ANÁLOGOS NATURALES DE COMBUSTIBLE NUCLEAR IRRADIADO Y DE FASES DE (U)VI-SILICIO REPRESENTATIVAS DE UN PROCESO DE ALTERACIÓN OXIDATIVA.
- 06 CORE2D. A CODE FOR NON-ISOTHERMAL WATER FLOW AND REACTIVE SOLUTE TRANSPORT. USERS MANUAL VERSION 2.
- 07 ANÁLOGOS ARQUEOLÓGICOS E INDUSTRIALES PARA ALMACENAMIENTOS PROFUNDOS: ESTUDIO DE PIEZAS ARQUEOLÓGICAS METÁLICAS.
- 08 PLAN DE INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO TECNOLÓGICO PARA LA GESTIÓN DE RESIDUOS RADIATIVOS 1999-2003. REVISIÓN 2000.
- 09 IV JORNADAS DE INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO TECNOLÓGICO EN GESTIÓN DE RESIDUOS RADIATIVOS. POSTERS DIVULGATIVOS.
- 10 IV JORNADAS DE INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO TECNOLÓGICO EN GESTIÓN DE RESIDUOS RADIATIVOS. POSTERS TÉCNICOS.
- 11 PROGRAMA DE INVESTIGACIÓN PARA ESTUDIAR LOS EFECTOS DE LA RADIACIÓN GAMMA EN BENTONITAS CÁLCICAS ESPAÑOLAS.
- 12 CARACTERIZACIÓN Y LIXIVIACIÓN DE COMBUSTIBLES NUCLEARES IRRADIADOS Y DE SUS ANÁLOGOS QUÍMICOS.

2001

- 01 MODELOS DE FLUJO MULTIFÁSICO NO ISOTERMO Y DE TRANSPORTE REACTIVO MULTICOMPONENTE EN MEDIOS POROSOS.
- 02 IV JORNADAS DE INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO TECNOLÓGICO EN GESTIÓN DE RESIDUOS RADIATIVOS. RESÚMENES Y ABSTRACTS.
- 03 ALMACENAMIENTO DEFINITIVO DE RESIDUOS DE RADIATIVIDAD ALTA. CARACTERIZACIÓN Y COMPORTAMIENTO A LARGO PLAZO DE LOS COMBUSTIBLES NUCLEARES IRRADIADOS (II).
- 04 CONSIDERATIONS ON POSSIBLE SPENT FUEL AND HIGH LEVEL WASTE MANAGEMENT OPTIONS.
- 05 LA PECHBLENDA DE LA MINA FE (CIUDAD RODRIGO, SALAMANCA), COMO ANÁLOGO NATURAL DEL COMPORTAMIENTO DEL COMBUSTIBLE GASTADO. Proyecto Matrix I.
- 06 TESTING AND VALIDATION OF NUMERICAL MODELS OF GROUNDWATER FLOW, SOLUTE TRANSPORT AND CHEMICAL REACTIONS IN FRACTURED GRANITES: A QUANTITATIVE STUDY OF THE HYDROGEOLOGICAL AND HYDROCHEMICAL IMPACT PRODUCED.

- 07 IV JORNADAS DE INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO TECNOLÓGICO EN GESTIÓN DE RESIDUOS RADIATIVOS. Volumen I.
- 08 IV JORNADAS DE INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO TECNOLÓGICO EN GESTIÓN DE RESIDUOS RADIATIVOS. Volumen II.
- 09 IV JORNADAS DE INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO TECNOLÓGICO EN GESTIÓN DE RESIDUOS RADIATIVOS. Volumen III
- 10 IV JORNADAS DE INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO TECNOLÓGICO EN GESTIÓN DE RESIDUOS RADIATIVOS. Volumen IV

2002

- 01 FABRICACIÓN DE BLANCOS PARA LA TRANSMUTACIÓN DE AMERICIO: SÍNTESIS DE MATRICES INERTES POR EL MÉTODO SOL-GEL. ESTUDIO DEL PROCEDIMIENTO DE INFILTRACIÓN DE DISOLUCIONES RADIATIVAS.
- 02 ESTUDIO GEOQUÍMICO DE LOS PROCESOS DE INTERACCIÓN AGUA-ROCA SOBRE SISTEMAS GEOTERMALES DE AGUAS ALCALINAS GRANITOIDES.
- 03 ALTERACIÓN ALCALINA HIDROTHERMAL DE LA BARRERA DE BENTONITA POR AGUAS INTERSTICIALES DE CEMENTOS.
- 04 THERMO-HYDRO-MECHANICAL CHARACTERISATION OF A BENTONITE FROM CABO DE GATA. A study applied to the use of bentonite as sealing material in high level radioactive waste repositories.
- 05 ESTUDIOS GEOLÓGICO-ESTRUCTURALES Y GEOFÍSICOS EN MINA RATONES (PLUTÓN DE ALBALÁ).
- 06 IMPACTO DE LA MINA RATONES (ALBALÁ, CÁCERES) SOBRE LAS AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS: MODELIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA.
- 07 CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA, MINERALÓGICA, GEOQUÍMICA Y EVALUACIÓN DEL COMPORTAMIENTO GEOQUÍMICO DE LAS REE EN LA FASE SÓLIDA (GRANTOIDES Y RELLENOS FISURALES) DEL SISTEMA DE INTERACCIÓN AGUA-ROCA DEL ENTORNO DE LA MINA RATONES.
- 08 MODELLING SPENT FUEL AND HLW BEHAVIOUR IN REPOSITORY CONDITIONS. A review of the state of the art.
- 09 UN MODELO NUMÉRICO PARA LA SIMULACIÓN DE TRANSPORTE DE CALOR Y LIBERACIÓN DE MATERIA EN UN ALMACENAMIENTO PROFUNDO DE RESIDUOS RADIATIVOS.
- 10 PROCESOS GEOQUÍMICOS Y MODIFICACIONES TEXTURALES EN BENTONITA FEBEX COMPACTADA SOMETIDA A UN GRADIENTE TERMOHIDRÁULICO.

2003

- 01 CONTRIBUCIÓN EXPERIMENTAL Y MODELIZACIÓN DE PROCESOS BÁSICOS PARA EL DESARROLLO DEL MODELO DE ALTERACIÓN DE LA MATRIZ DEL COMBUSTIBLE IRRADIADO.
- 02 URANIUM(VI) SORPTION ON GOETHITE AND MAGNETITE: EXPERIMENTAL STUDY AND SURFACE COMPLEXATION MODELLING
- 03 ANÁLOGOS ARQUEOLÓGICOS E INDUSTRIALES PARA ALMACENAMIENTO DE RESIDUOS RADIATIVOS: ESTUDIO DE PIEZAS ARQUEOLÓGICAS METÁLICAS (ARCHEO-II)

**Evolución paleoambiental  
de la mitad sur  
de la Península Ibérica.  
Aplicación a la evaluación  
del comportamiento  
de los repositorios  
de residuos radiactivos**

*PUBLICACIÓN TÉCNICA 04/2003*

Para más información, dirigirse a:

**enresa**

Dirección de Comunicación  
C/ Emilio Vargas, 7  
28043 MADRID

<http://www.enresa.es>

*Abril 2003*