

UNIVERSITAT DE VALÈNCIA
DEPARTAMENT DE GEOGRAFIA



**ESTUDIOS GEOARQUEOLÓGICOS EN LAS
COMARCAS MERIDIONALES VALENCIANAS.
PROCESOS SEDIMENTARIOS HOLOCENOS**

Valencia, octubre de 2015

TESIS DOCTORAL

PRESENTADA POR

CARLOS FERRER GARCÍA

DIRIGIDA POR

Dra. PILAR CARMONA GONZÁLEZ

Dr. MAURO S. HERNÁNDEZ PÉREZ

Programa de Doctorado problemas del territorio valenciano y técnicas de análisis

*A mi familia y a mis amigos.
En recuerdo de María Pilar Fumanal.*

ÍNDICE

- 1. INTRODUCCIÓN (p. 1)**
 - 1.1. Del estudio cuaternarista del Holoceno al estudio geoarqueológico (p. 1)
 - 1.2. Los yacimientos arqueológicos estudiados (p. 3)
 - 1.3. Estructura de la tesis (p. 5)

- 2. ASPECTOS CONCEPTUALES Y METODOLÓGICOS (p. 7)**
 - 2.1. Geoarqueología (p. 7)
 - 2.1.1. El registro arqueológico en el yacimiento. Estudios *on site* (p. 9)
 - 2.1.2. El registro ambiental y paleopaisajístico en estudios *off site* (p. 10)
 - 2.1.3. Nuestra visión acerca del trabajo geoarqueológico (p. 11)
 - 2.2. La metodología (p. 12)
 - 2.2.1. La geomorfología (p. 12)
 - 2.2.2. La estratigrafía (p. 12)
 - 2.2.3. La sedimentología. Trabajo de laboratorio (p. 13)
 - 2.2.4. Interpretación (p. 18)

- 3. LAS COMARCAS MERIDIONALES VALENCIANAS: UN TERRITORIO DUAL (p. 21)**
 - 3.1. Los procesos geomorfológicos y su significación ambiental (p. 24)
 - 3.2. Los paisajes físicos y las sociedades humanas: el medio condiciona (p. 30)

- 4. LAS CULTURAS EN EL TERRITORIO A LO LARGO DEL HOLOCENO (p. 33)**
 - 4.1. Del Epipaleolítico al Mesolítico. Las últimas comunidades cazadoras-recolectoras (p. 33)
 - 4.1.1. La ocupación de las Comarcas Meridionales Valencianas (p. 34)
 - 4.1.2. Territorialidad (p. 36)
 - 4.2. El Neolítico. Las primeras sociedades productoras y transformadoras del medio (p. 37)
 - 4.3. La Edad del Bronce. La ocupación completa del territorio (p. 42)
 - 4.4. La Edad del Hierro. Cambios tecnológicos en la producción agraria (p. 44)
 - 4.5. Época romana. La ordenación del paisaje agrario (p. 46)

- 5. PALEOCLIMA Y PALEOAMBIENTE HOLOCENO. ESTADO DE LA CUESTIÓN (p. 55)**
 - 5.1. Introducción (p. 55)
 - 5.1.1. El clima cambia (p. 55)
 - 5.1.2. El Holoceno (p. 57)
 - 5.1.3. Los medios sedimentarios, registros y métodos de estudio (p. 57)
 - 5.2. El clima holoceno (p. 61)
 - 5.2.1. Generalidades (p. 61)
 - 5.2.2. Oscilaciones climáticas holocenas (p. 63)
 - 5.2.3. Tendencias del Holoceno en la península ibérica y en el Mediterráneo occidental (p. 68)
 - 5.2.3.1. Un primer Holoceno húmedo (p. 69)
 - 5.2.3.2. Un primer Holoceno seco y una fase intermedia húmeda (p. 70)
 - 5.2.3.3. Aridez en el Holoceno superior (p. 72)
 - 5.2.3.4. Eventos holocenos en la península Ibérica (p. 73)
 - 5.3. El registro de oscilaciones ambientales en medios sedimentarios (p. 79)
 - 5.3.1. Medio fluvial (p. 79)
 - 5.3.2. Estudios en abanicos aluviales, corrientes efímeras y vertientes (p. 83)

- 5.3.3. El relleno detrítico de las cavidades cársticas (p. 85)
- 5.4. Los cambios climáticos y ambientales y las culturas (p. 88)
 - 5.4.1. Impacto de los cambios ambientales (p. 88)
 - 5.4.2. El impacto humano (p. 90)

6. COVA D'EN PARDO DE PLANES (p. 95)

- 6.1. Introducción (p. 95)
- 6.2. Contexto geomorfológico (p. 96)
- 6.3. Estratigrafía (p. 102)
- 6.4. Sedimentología (p. 116)
 - 6.4.1. Análisis sedimentológico (p. 116)
 - 6.4.2. Evaluación de algunos indicadores e índices (p. 128)
- 6.5. Secuencia cultural y cronológica (p. 136)
 - 6.5.1. Adscripción cultural y cronológica (p. 136)
 - 6.5.2. Validez de la secuencia estratigráfica: posibles anomalías cronológicas (p. 145)
- 6.6. Discusión y propuesta interpretativa (p. 147)
 - 6.6.1. La secuencia sedimentaria (p. 147)
 - 6.6.2. Síntesis paleoambiental (p. 153)
- 6.7. Implicaciones arqueológicas del estudio (p. 158)
 - 6.7.1. Hiato entre el Mesolítico y el Neolítico inicial (p. 158)
 - 6.7.2. Un posible contexto arqueológico aparente (p. 159)
 - 6.7.3. El nivel VII como posible evidencia de la presión humana sobre el medio (p. 161)
 - 6.7.4. Las evidencias de estabulación en Cova d'En Pardo (p. 162)
 - 6.7.5. El nivel III y las inhumaciones múltiples (p. 163)

7. BENÀMER DE MURO D'ALCOI (p. 167)

- 7.1. Introducción (p. 167)
- 7.2. Contexto geomorfológico (p. 171)
- 7.3. Estratigrafía (p. 174)
 - 7.3.1. Sector 1 (p. 174)
 - 7.3.1.1. Perfil litoestratigráfico 1. Escarpe occidental 1 (p. 178)
 - 7.3.1.2. Perfil litoestratigráfico 2 (p. 179)
 - 7.3.1.3. Perfil litoestratigráfico 3 (p. 180)
 - 7.3.1.4. Perfil litoestratigráfico 5 (p. 181)
 - 7.3.1.5. Área Meridional (p. 182)
 - 7.3.2. Sector 2 (p. 182)
 - 7.3.2.1. Perfil litoestratigráfico 1. Área 2 (p. 187)
 - 7.3.2.2. Perfil litoestratigráfico 2 (occidental). Área 3 (p. 188)
 - 7.3.2.3. Perfil litoestratigráfico 3 (oriental). Área 3/4 (p. 190)
 - 7.3.2.4. Relleno final de la estructura negativa E 2014. Área 3 (p. 192)
 - 7.3.2.5. Relleno basal de la estructura negativa E 2077. Área 4 (p. 192)
 - 7.3.2.6. Perfil litoestratigráfico 4. Área 4 (p. 193)
 - 7.3.3. Síntesis estratigráfica (p. 195)
- 7.4. Sedimentología (p. 196)
 - 7.4.1. Sector 1 (p. 196)
 - 7.4.1.1. Perfil litoestratigráfico 1. Escarpe occidental (p. 196)
 - 7.4.1.2. Perfil litoestratigráfico 2 (p. 197)
 - 7.4.1.3. Perfil litoestratigráfico 3 (p. 198)

- 7.4.1.4. Perfil litoestratigráfico 5 (p. 200)
- 7.4.2. Sector 2 (p. 204)
 - 7.4.2.1. Perfil litoestratigráfico 1. Área 2 (p. 204)
 - 7.4.2.2. Perfil litoestratigráfico 2 (occidental). Área 3 (p. 204)
 - 7.4.2.3. Perfil litoestratigráfico 3 (oriental). Área 3/4 (p. 206)
 - 7.4.2.4. Relleno final de la estructura negativa E 2014. Área 3 (p. 209)
 - 7.4.2.5. Relleno basal de la estructura negativa E 2077. Área 4 (p. 210)
 - 7.4.2.6. Perfil litoestratigráfico 4. Área 4 (p. 210)
- 7.4.3. Evaluación conjunta de algunos parámetros e índices relevantes (p. 216)
- 7.5. Discusión (p. 216)
 - 7.5.1. Sector 1 (p. 216)
 - 7.5.2. Sector 2 (p. 219)
- 7.6. Rasgos paleoambientales (p. 224)
 - 7.6.1. Contexto geomorfológico a la luz de los datos geoarqueológicos (p. 224)
 - 7.6.2. Procesos ambientales (p. 227)
 - Consideraciones finales sobre las condiciones ambientales (p. 230)
- 7.7. Implicaciones arqueológicas del estudio (p. 232)
 - 7.7.1. El vacío arqueológico del final del Mesolítico y el evento 8,2 ka BP (p. 232)
 - 7.7.2. La estacionalidad de la ocupación del asentamiento mesolítico (p. 235)
 - 7.7.3. La agricultura de los primeros neolíticos en tierras valencianas: las relaciones entre horizontes edáficos y ocupación humana (p. 237)
 - 7.7.4. Cambios en el modelo de explotación del territorio al inicio de Neolítico Medio (p. 240)
 - 7.7.5. El excepcional revoco de la estructura negativa E 2121 -Área 4. Sector 2 (p. 241)

8. LA ILLETA DELS BANYETS DE EL CAMPELLO (p. 245)

- 8.1. Introducción (p. 245)
- 8.2. Contexto geomorfológico (p. 248)
- 8.3. Estratigrafía (p. 252)
 - 8.3.1. Área Cabaña -Testigo A (p. 253)
 - 8.3.2. Canalización 1 (p. 258)
 - 8.3.3. Testigo Occidental (p. 259)
 - 8.3.4. Plataforma Oriental (p. 261)
 - 8.3.5. Cisterna 1 (p. 264)
 - 8.3.6. Cisterna 2 (p. 268)
 - 8.3.7. Correlación de niveles estratigráficos (p. 272)
- 8.4. Sedimentología (p. 273)
 - 8.4.1. Área Cabaña -Testigo A (p. 273)
 - 8.4.2. Canalización 1 (p. 279)
 - 8.4.3. Testigo Occidental (p. 280)
 - 8.4.4. Plataforma Oriental (p. 283)
 - 8.4.5. Cisterna 1 (p. 288)
 - 8.4.6. Cisterna 2 (p. 290)
 - 8.4.7. Evaluación conjunta de algunos parámetros e índices relevantes (p. 294)
- 8.5. Discusión (p. 300)
 - 8.5.1. Significación de los sedimentos de abanico aluvial y eólicos en el medio objeto de estudio (p. 300)
 - 8.5.2. Correlación de las secuencias estratigrafías estudiadas (p. 302)
- 8.6. Propuesta interpretativa (p. 309)

- 8.6.1. La secuencia sedimentaria de la Illeta dels Banyets (p. 309)
- 8.6.2. Significación paleoambiental de los procesos documentados (p. 311)
- 8.6.3. La paleogeografía de la Illeta dels Banyets (p. 313)
- 8.7. Implicaciones arqueológicas del estudio (p. 314)
 - 8.7.1. Los procesos naturales y la secuencia cultural (p. 314)
 - 8.7.2. La arquitectura del agua (p. 315)

9. EL LLANO DE MONFORTE DEL CID Y EL YACIMIENTO EDAR (p. 319)

- 9.1. Introducción (p.319)
- 9.2. Contexto geográfico (p.321)
- 9.3. Los niveles de glacis terraza y la dinámica sedimentaria reciente (p.323)
- 9.4. El yacimiento arqueológico de EDAR (p.335)
 - 9.4.1. Estratigrafía (p.337)
 - 9.4.2. Sedimentología (p.340)
 - 9.4.3. Evaluación conjunta de parámetros texturales y rasgos sedimentológicos (p.346)
- 9.5. Discusión (p.350)
- 9.6. Interpretación de la dinámica fluvial reciente (p.354)
- 9.7. Implicaciones arqueológicas del estudio (p.358)
 - 9.7.1. Un espacio ritual en torno al agua en un área sacra ibérica (p.358)

10. CONCLUSIONES (p. 361)

BIBLIOGRAFÍA (p. 369)

1. INTRODUCCIÓN

La presente Tesis Doctoral es el fruto de la experiencia investigadora desarrollada a lo largo de 25 años y se basa en el estudio geoarqueológico, geomorfológico, estratigráfico y sedimentológico de cuatro yacimientos arqueológicos de las tierras meridionales del País Valenciano que abarcan periodos culturales que se extienden a lo largo del Holoceno.

Tiene como objeto, por un lado, aportar datos relevantes para el conocimiento del comportamiento de los sistemas geomorfológicos mediterráneos ante los cambios climáticos y ambientales producidos en el Holoceno, y por otro, participar de la construcción del conocimiento arqueológico a través del análisis explicativo de la formación del registro sedimentario y arqueológico y de la caracterización de contextos ambientales de las sociedades humanas. Finalmente tratamos la posible incidencia de los cambios climáticos y ambientales en la evolución de estas sociedades y el impacto de la acción humana en la dinámica medioambiental.

También es objeto de esta Tesis Doctoral la evaluación del método aplicado. La geomorfología, la estratigrafía y la sedimentología son herramientas plenamente vigentes en el análisis cuaternarista y geoarqueológico, pero en particular la sedimentología tradicional ha perdido peso frente a métodos de estudio geoquímicos y *multiproxy*. Al tiempo, algunos trabajos han cuestionado la relevancia de los métodos de análisis textural para determinar la génesis y la significación paleoambiental de los sedimentos, en particular de los índices estadísticos (Blott y Pye, 2001; Flemming, 2007; Hartmann, 2007).

La elección del territorio a analizar, el periodo cronológico y los yacimientos estudiados son consecuencia de los objetivos presentados y de nuestra experiencia investigadora.

1.1. DEL ESTUDIO CUATERNARISTA DEL HOLOCENO AL ESTUDIO GEOARQUEOLÓGICO

Durante los dos últimos años de carrera recibimos formación teórica y práctica en investigación cuaternarista y paleoambiental en el Laboratorio de Geomorfología del Departament de Geografia de la Universitat de València. Gracias a ello tuvimos la oportunidad de publicar por primera vez un trabajo científico colectivo sobre la génesis y evolución del Arenal de Caprala de Petrer (Casquel *et al.*, 1989),¹ y la posibilidad de acceder a una beca para la iniciación en la investigación de la Generalitat Valenciana, que se plasmó en un trabajo sobre la evolución histórica del litoral de Dénia a partir del estudio geomorfológico, estratigráfico y sedimentológico de yacimientos de época romana e islámica (Tesina presentada en 1993 y de la que se derivan diversas publicaciones –Ferrer García, 1997; Ferrer García, 2005) y a una ayuda a la investigación del Instituto de Cultura “Juan Gil-Albert” para el estudio de la geomorfología y la sedimentología del yacimiento arqueológico de l’Alcúdia d’Elx (Ferrer García y Blázquez Morilla, 1999).

¹ Dirigido por la Dra. María Pilar Fumanal García.

Estas primeras experiencias sirvieron para definir el que iba a ser nuestro perfil investigador, una especialización desde la Geografía Física y la geomorfología, orientada al estudio paleoambiental del Holoceno, con el apoyo de la arqueología como herramienta útil que ofrece contextos cronológicos, y a semejanza de los trabajos llevados a cabo por la Dra. Fumanal García en cuevas habitadas del País Valenciano y la Dra. Carmona González en medios fluviales de la ciudad de Valencia. La primera especializada en el análisis de perfiles estratigráficos del registro arqueológico y la determinación de los procesos ambientales y cambios climáticos, en la línea de la escuela francesa (Fumanal, 1986). La segunda concentrada en el análisis de sistemas geomorfológicos más amplios que integran estudios estratigráficos y sedimentológicos, no siempre en contextos arqueológicos (Carmona González, 1990), próximo al modelo de la geomorfología arqueológica paleoambientalista *off site*.

Optamos en un principio por interesarnos por el estudio de la evolución del medio litoral en época histórica, pero la posterior colaboración con la Dra. Fumanal García fue perfilando nuestra especialización. Con ella llevamos a cabo nuestros primeros trabajos en el contexto de yacimientos en ladera de la Edad del Bronce y en cuevas habitadas. Experiencias que serían determinantes en nuestra futura evolución hacia el trabajo orientado a la resolución de problemas más específicamente arqueológicos. Por un lado, la información paleoambiental derivada de estudios en los yacimientos de la Edad del Bronce es limitada, en cambio permite ofrecer datos muy relevantes sobre las formas de gestión del medio por parte de las comunidades humanas. Por ejemplo se documentó por primera vez la existencia de sistemas de terrazas en ladera para crear espacios de hábitat (Fumanal, 1990) y se logró realizar interesantes aportaciones respecto a las técnicas constructivas de la época (Ferrer *et al.*, 1993; Fumanal García *et al.*, 1996; Hernández Pérez *et al.*, 1995; Fumanal García y Ferrer García, 1998b). Por otro lado, el trabajo desarrollado desde 1996 en el proyecto de investigación de la Cova d'En Pardo nos ha permitido participar en el proceso de excavación y en la solución de los problemas arqueológicos junto con un equipo multidisciplinar.² Con posterioridad, la experiencia profesional *freelance* entre 2001 y 2004 al servicio de proyectos de investigación arqueológica y nuestra labor en el Museu de Prehistòria de València desde ese año y hasta la actualidad, en especial en el proyecto en torno a la Bastida de les Alcusses³ desarrollado junto con el Dr. Jaime Vives-Ferrándiz (Ferrer García, 2010; Pérez Jordá *et al.*, 2011), han ido definiendo nuestro vínculo con la ciencia arqueológica y su problemática y nuestro modelo de investigación, en el que, sin renunciar al interés de conocer los rasgos del paleoambiente holoceno, pretendemos ser partícipes de la investigación arqueológica, como un especialista más de los equipos de la investigación.

Desde el principio, hace más de 25 años, hemos tenido oportunidad de llevar a cabo estudios geomorfológicos, estratigráficos y sedimentológicos en 24 yacimientos arqueológicos en distintos medios sedimentarios y 10 estudios geomorfológicos o cuaternaristas de territorios o ambientes geomorfológicos específicos.⁴ Estudios en su

² Dirigido por el Dr. Jorge A. Soler Díaz.

³ Dirigido por la Dra. Helena Bonet Rosado y el Dr. Jaime Vives-Ferrándiz Sánchez.

⁴ Parte de ellos en colaboración con la Dra. Ana M. Blázquez Morilla.

mayor parte centrados en las tierras meridionales valencianas, en un primer momento por circunstancias profesionales y posteriormente por interés personal.

Destacan los más recientes estudios llevados a cabo sobre el asentamiento mesolítico de las dunas continentales del Arenal de la Virgen de Villena (Fernández López de Pablo *et al.*, 2011) que tiene su continuación con el estudio de Casa Corona, la evolución del Holoceno de la Albufereta d'Alacant (Ferrer García y Blázquez Morilla, 2012), la evolución geomorfológica del Bajo Segura y el Bajo Vinalopó y su relación con el poblamiento humano (Blázquez Morilla y Ferrer García, 2012), el asentamiento gravetiense del Abric de la Vila de Benidorm (Fernández López de Pablo *et al.*, 2014) y el estudio pluridisciplinar de suelos holocenos en les Alcusses de Moixent (Tallón-Armada *et al.*, 2014).

Actualmente participamos en diversos proyectos pluridisciplinarios, dos con financiación del Ministerio de Economía y Competitividad, orientado uno a estudio del tránsito del Tardiglacial al Holoceno en Villena y el otro estudio del Mesolítico de la Cueva de la Cocina,⁵ además de en los proyectos de investigación del Museu de Prehistòria de València, especialmente en torno a yacimientos de la Edad del Bronce y de época ibérica, y en los proyectos de excavación de Cova de Randero y Cova de l'Or del Museo Arqueológico Provincial de Alicante (Marq), en este último compartiendo la dirección del proyecto.

1.2. LOS YACIMIENTOS ARQUEOLÓGICOS ESTUDIADOS

El trabajo geoarqueológico necesita de equipos multidisciplinares y de la colaboración del especialista en las ciencias de la tierra con otros investigadores en los procesos de toma de decisión y discusión científica para dar respuesta a los problemas arqueológicos y paleoambientales en el sentido más amplio (ver el capítulo 2 de esta tesis).

Por ello se ha optado por presentar en esta Tesis aproximaciones geoarqueológicas desde nuestro método a yacimientos arqueológicos o áreas arqueológicas que han sido bien documentados e incluyen estudios amplios y pluridisciplinares. Ello ha servido para profundizar en su análisis y obtener unos resultados que entendemos expresan la capacidad del método propuesto. Se ha dejado de lado estudios que aun estando vinculados a proyectos extensos, no se hallan lo suficientemente avanzados, y otros de los que poseemos datos parciales que no permiten un análisis exhaustivo, ya que en nuestra experiencia han sido frecuentes los problemas y limitaciones que afectan a la multidisciplinariedad descritos por Goldberg y Macphail (2006, 3).

Se ha seleccionado cuatro yacimientos que nos permiten abarcar diversos periodos cronológicos, climático-ambientales y culturales del Holoceno, distintos medios sedimentarios y ámbitos geográficos del territorio meridional del País Valenciano (Fig. 1.1.). Tres de ellos, **Cova d'En Pardo** de Planes, **Benàmer** de Muro d'Alcoi y **la Illeta dels Banyets** del Campello poseen monografías y publicaciones extensas. El cuarto, el

⁵ *Dinámicas ambientales y las respuestas humanas durante el postglacial en la fachada Mediterráneo Península Ibérica (c. 12700-8000 cal BP)* - (HAR 2013-41197-P) y *MESO COCINA: los últimos caza-recolectores y el paradigma de la neolitización en el Mediterráneo Occidental* - (HAR 2012-33111).

yacimiento de EDAR y el **llano de Monforte del Cid**, es un área arqueológica bien conocida para el periodo que va desde la Prehistoria reciente hasta la Antigüedad clásica, y aunque no existe el mismo nivel de resultados científicos en su estudio, su incorporación nos permite presentar una aproximación sutilmente diferente, incluyendo los estudios geomorfológico y estratigráfico del registro sedimentario fluvial como herramienta para el estudio geoarqueológico con una perspectiva, al menos en parte, *off site*, y alcanzar unos resultados que hacen posible relacionar la acción humana con los procesos geomorfológicos fluviales.

Los yacimientos ofrecen un registro cronoestratigráfico que abarca desde el Epipaleolítico en el final del Tardiglaciario hasta época tardorromana en el Holoceno superior, que nos permite hacer una propuesta paleoambiental para la mayor parte del Holoceno en el territorio objeto de estudio (Fig. 1.2).

La distribución en el territorio meridional valenciano de los yacimientos y áreas arqueológicas ha permitido el análisis paleoambiental de las dos unidades ambientales y climáticas que le caracterizan (ver capítulo 3) desde variados ambientes geomorfológicos: un yacimiento en cueva en la que predominan los aportes exokársticos de ladera y los sedimentos antropogénicos, un yacimiento sobre terraza pleistocena, con procesos edáficos y sedimentarios aluviales, arroyadas difusas y concentradas asociadas a aportes laterales y de vaguada, y sendos yacimientos en el marco de sistemas fluviales con procesos sedimentarios activos, en abanico aluvial y sistema de terrazas, respectivamente.

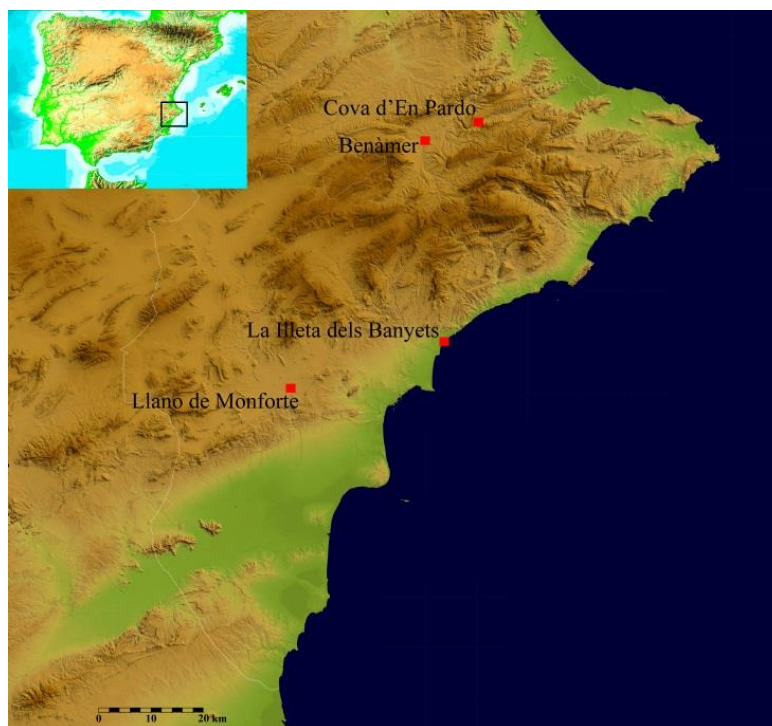


Fig. 1.1. Marco geográfico de la tesis y yacimientos estudiados.

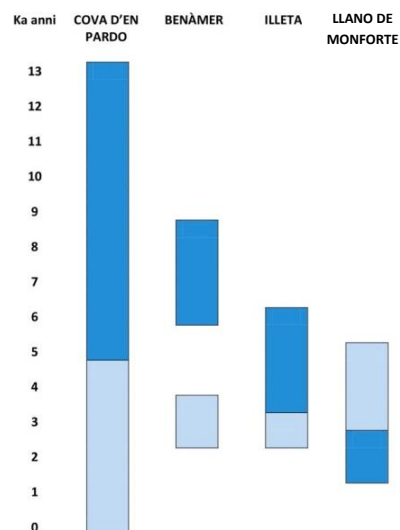


Fig. 1.2. Marco cronológico contemplado en los yacimientos estudiados. En azul oscuro los periodos con información más sólida.

1.3. ESTRUCTURA DE LA TESIS

Además de este capítulo la Tesis incluye otros nueve referidos a los siguientes contenidos:

El capítulo 2 presenta el ámbito conceptual de la geoarqueología en el que se enmarca la investigación y la metodología aplicada.

Los capítulos 3 y 4 están interrelacionados. En ellos se presenta el marco espacio temporal en el que se centra la tesis. Un medio físico mediterráneo y de rasgos duales, interior / litoral, montañas y valles / llano y piedemonte, clima subhúmedo / clima árido, que ha condicionado el desarrollo de las sucesivas culturas humanas, y que ha sido modificado y alterado en su evolución por la acción de estas, al menos desde la implantación de las actividades productivas, y en particular en la Edad del Bronce, época ibérica y época romana.

El capítulo 5 es un resumen actualizado del estado de la cuestión del conocimiento sobre el clima y el paleoambiente holoceno y sobre su impacto sobre los sistemas geomorfológicos en el área mediterránea peninsular. También sobre las perspectivas aplicadas en el análisis de las relaciones entre el clima cambiante y la evolución cultural.

Los capítulos del 6 al 9 analizan en profundidad los cuatro yacimientos arqueológicos que constituyen el *corpus* del proyecto. Las conclusiones derivadas del trabajo de investigación, en relación con los objetivos de la tesis y la información aportada por los capítulos contextuales (del 2 al 5), se recogen en el capítulo 10.

En definitiva, a lo largo de estas páginas presentamos una aproximación científica desde la Geografía Física y la geoarqueología al conocimiento cuaternarista y arqueológico, en la que las principales herramientas son el estudio geomorfológico, estratigráfico y sedimentológico y el trabajo multidisciplinar.

2. ASPECTOS CONCEPTUALES Y METODOLÓGICOS

En este capítulo se abordan aspectos relacionados con el contexto conceptual y metodológico de la geoarqueología en que se enmarca esta Tesis. La metodología aplicada, fundamentalmente la geomorfología, la estratigrafía y la sedimentología, se basa en los modelos estándares suficientemente contrastados con las pertinentes actualizaciones en torno al tratamiento de los datos sedimentológicos. En todo caso las aportaciones más relevantes de este trabajo en este ámbito están en la interpretación de los datos, en la que se ha pretendido trascender el análisis paleoambientalista y dar respuesta a otras cuestiones relevantes del pasado, también desde la arqueología.

Se presentan en primer lugar algunas reflexiones en torno al concepto de geoarqueología, su relación con los estudios paleoambientales y nuestra visión al respecto, que ha determinado el modelo de la investigación. Finalmente se explica someramente la metodología aplicada.

2.1. GEOARQUEOLOGÍA

El término geoarqueología se utiliza con creciente frecuencia desde los años 70 del siglo pasado para designar una gran variedad de proyectos de investigación que en torno a los registros arqueológicos aplican conceptos y métodos procedentes de las ciencias de la tierra (Shackley, 1975; Rapp y Hill, 2006).

Con todo, existen todavía ciertas inconcreciones en la definición de los objetivos de esta ciencia incipiente, manifestación del proceso de clasificación de la ciencia. El término ha sido utilizado con frecuencia para describir exclusivamente los estudios de interpretación de los sedimentos y los paisajes físicos¹. Incluso manuales recientes llegan a no considerar los métodos paleobotánicos y paleontológicos como parte de la geoarqueología, vinculándolos con la paleoecología (es el caso de Goldberg y Macphail, 2006, publicado *online* en 2013).

Algunos autores distinguen entre arqueogeología, una ciencia auxiliar que es útil para describir los depósitos en los que encuentran los materiales arqueológicos, y geoarqueología, que intenta desde las ciencias de la tierra determinar la evolución paleoambiental de un área a partir de registros arqueológicos, sin aproximarse a la arqueología y sus problemas (Königsson, 1989).

Para otros la geoarqueología forma parte de la arqueología y la separan de la geología o geomorfología arqueológica (Rapp y Hill, 2006). El estudio de sedimentos en una excavación tiene un marco y unos problemas estrictamente arqueológicos, es pues geoarqueología, pero el estudio de la evolución de la línea de costa, o cualquier aspecto paleoambiental o

¹ Referido al paisaje en su componente abiótica y edáfica, resultado de la acción de los procesos naturales y antrópicos.

paleoclimático de interés prehistórico o histórico, a partir de datos o registros arqueológicos en varios yacimientos, es geomorfología arqueológica, ya que sus objetivos son geológicos aunque pretendan explicar procesos históricos.

Desde otra perspectiva la geoarqueología es parte de una aproximación conceptual ecológica a la arqueología, incluso se ha llegado a clasificar a esta última como una subdivisión de las ciencias naturales o de la historia natural o como una rama de la geología cuaternaria reciente (West, 1982). Sin llegar a tanto, podemos argumentar que la geoarqueología es una aproximación particular de la arqueológica que forma parte de las ciencias de la tierra, entendiendo los yacimientos arqueológicos como yacimientos geológicos en sentido amplio. Butzer (1982) abogó por un enfoque ecológico y contextual, que desde la perspectiva norteamericana entiende que la arqueología es tan dependiente de las ciencias de la tierra como de la antropología, poniendo a ambas perspectivas o aproximaciones al mismo nivel.

Se ha propuesto la existencia de dos corrientes en el origen de la geoarqueología que han determinado su evolución posterior (Polo Díaz, 2011): la sedimentología prehistórica paleoambiental, desarrollada desde Francia (Miskovsky, 1974; Brochier, J.E., 1977; Brochier, J.L., 1978; Laville, 1975), y la anglosajona, orientada a establecer patrones de asentamiento y conocer la evolución paleoambiental de las áreas de estudio (Davidson 1985; Gladfelter 1977; Butzer, 1982). Ambas se basaron en la geomorfología, la estratigrafía, la sedimentología, la petrología y en ocasiones en la palinología, aunque con escalas aproximativas distintas. Estos modelos han confluído y evolucionado hacia cuatro vías de investigación principales según Butzer (2011): el análisis y datación de sedimentos y suelos, el estudio de los patrones de asentamiento y de la integridad del registro en yacimientos, los estudios de geoarqueología del paisaje, en particular estudios de la evolución de cuencas fluviales y medios litorales en relación con la actividad humana, y los estudios desde la óptica de la geoarqueología antropogénica y urbana, en las que el objetivo es alcanzar el conocimiento histórico a partir de las características físicas de los artefactos y de otros elementos antropogénicos; es el caso de las técnicas constructivas del Neolítico, de la Edad del Bronce, etc.

Estas aproximaciones pueden sintetizarse aún más en dos grandes tipos de trabajos geoarqueológicos: los estudios de secuencias estratigráficas del registro arqueológico, en el marco de estudios denominados *on site*, en el yacimiento, y los estudios de ambientes sedimentarios con registros arqueológicos o no, estudios *off site*. Incluyen nuevas aproximaciones, como la paleobotánica en todas sus variantes, la paleontología, la paleoedafología, las herramientas de datación, la geoquímica, la micromorfología (microsedimentología) y la geofísica, singularmente el paleomagnetismo y los métodos de prospección no destructivos; y tienen objetivos paleoambientales (Woodward y Goldberg, 2001), de identificación de los procesos culturales (Courty *et al.*, 1989; Brochier *et al.*, 2000; Brochier, 2002) o de estudio de la organización de la población y de los recursos en el territorio en el pasado (Waters y Ravesloot, 2000; Simpson *et al.*, 2004).

2.1.1. El registro arqueológico en el yacimiento. Estudios *on site*

Como vimos, existen dos aproximaciones históricas de análisis del registro arqueológico de un yacimiento que son confluyentes, la francesa, paleoambientalista, y la anglosajona, que acuñó el concepto de *artifact taphonomy* (Rapp y Hill, 2006), referido al estudio de los procesos de formación de un yacimiento y de los procesos postdeposicionales que le afectan (Mallol y Beltran, 2010).

Desde el punto de vista de la reconstrucción paleoambiental, paleoclimática y de los paisajes antiguos, conocer los rasgos del medio físico y del paisaje natural en los momentos de ocupación humana aporta un contexto a las sociedades objeto de estudio. Las relaciones e interacciones entre la evolución del paisaje, las fluctuaciones climáticas y las actividades humanas son un aspecto crítico de la integración arqueológica, y son uno de los objetivos principales de la geoarqueología.

Los archivos terrestres aportan evidencias de cambios geomorfológicos y ecológicos en diferentes escalas temporales y espaciales, pero desde el registro arqueológico, en su concepción tradicional, poseen una componente local. Se trata de indicadores paleoecológicos, rasgos biológicos (paleontológicos o paleobotánicos), texturales o geoquímicos (incluyendo los isótopos), que aportan herramientas para inferir las condiciones ambientales y climáticas. Son en gran parte *proxies* secundarios que, apoyados en las series paleoclimáticas derivadas de estudios globales, regionales o locales de alta resolución (Woodward y Goldberg, 2001), son excepcionalmente útiles, ya que son archivos de los cambios ambientales con la resolución temporal del registro arqueológico y la sensibilidad ambiental del medio sedimentario en el que se formaron.

Destacan los trabajos llevados a cabo por Fumanal en el territorio valenciano (Fumanal, 1986), los trabajos de Jordá Pardo en Nerja y algunas cuevas valencianas (Jordá Pardo, 2006; Jordá Pardo *et al.*, 2011, entre otros) y los de Bergadà i Zapata desde la microsedimentología (Bergadà i Zapata, 1998; Bergadà i Zapata *et al.*, 2005a, b y c; Vilanova *et al.*, 2011).

Desde el punto de vista de la génesis del registro arqueológico, se ha afirmado que la geoarqueología es la disciplina que “*emplea las habilidades del científico geológico, usando su preocupación por los suelos, los sedimentos y los accidentes geográficos de los yacimientos arqueológicos, para investigar las circunstancias que regían su ubicación, su formación como depósito y su posterior conservación y su historia*”...”*Todos los problemas arqueológicos comienzan como un problema geoarqueológico*” (Renfrew, 1976, 2). Definición que, aunque desde una percepción de la disciplina algo restrictiva, nos permite comprender la importancia del registro sedimentario en la investigación arqueológica.

El concepto de registro arqueológico ha evolucionado con la ciencia arqueológica, hoy se debe considerar como tal la totalidad del registro sedimentario de un yacimiento. Interpretado como el resultado de un proceso no aleatorio y sesgado por factores conductuales humanos, biológicos y físicos / geomorfológicos que determinan su formación y preservación (Butzer,

1982; Schiffer, 1987). Su análisis aporta, además de los datos ambientales, información relevante sobre los procesos que lo formaron (Wood y Johnson, 1978; Schiffer, 2002; Ferring, 2013). Incluso en ambientes deposicionales antropogénicos la información referida a los procesos geomórficos es relevante, dado que su evolución postdeposicional está condicionada por factores naturales.²

Desde esta aproximación los estudios contemplan la localización de los yacimientos y las características de las formas naturales, la formación de los estratos arqueológicos y su significación respecto a la disposición y preservación del registro material, el establecimiento de la edad de los artefactos y la duración e intensidad de las ocupaciones, la naturaleza de los materiales recuperados, y el origen y características de las materias primas y su procesado.

2.1.2. El registro ambiental y paleopaisajístico en estudios *off site*

Los estudios fuera de los yacimientos buscan conocer de forma más específica las relaciones de las condiciones paleoambientales y las sociedades humanas con el paisaje en un territorio o en un ambiente sedimentario concreto, singularmente cuencas o subcuencas fluviales o regiones litorales. Parten de la confluencia entre los estudios desde la geomorfología arqueológica y desde la arqueología espacial, que ha evolucionado metodológicamente a lo largo de los últimos decenios (Soler Segura, 2007).

Los registros sedimentarios naturales son estudiados con los métodos de las ciencias de la tierra, ya lo vimos en el apartado anterior, y de ellos se derivan los rasgos de su evolución en el tiempo, con el apoyo de los sistemas de datación absoluta o numérica, o a partir de la información contextual, *post quem* y *ante quem*, que ofrece el registro arqueológico disperso. Se trata fundamentalmente de estudios geomorfológicos, estratigráficos, sedimentológicos, paleobotánicos, edafológicos y geoquímicos, apoyados en herramientas cartográficas y SIG.

La primera, y más productiva aproximación, es la que correlaciona los datos paleoambientales en contextos geográficos concretos ocupados por sociedades humanas antiguas, con la evolución del poblamiento y la gestión del territorio. La correspondencia entre las variables culturales y las ambientales viene dada por el estudio y análisis en paralelo del poblamiento y del medio físico y su evolución, de forma diacrónica o sincrónica. Permite abordar la problemática de la interacción de las sociedades históricas con el medio, en especial el impacto de sus actividades en este. Cuestión genuinamente geoarqueológica y relevante para la sociedad contemporánea, en relación con los problemas ambientales actuales. En el área mediterránea son de destacar los trabajos pioneros en torno a medios fluviales de Vita Finzi (1969) y van Zuidam (1975), continuados por Butzer (Butzer *et al.*, 1985) y van Andel (van Andel *et al.*, 1986) y los realizados en laderas (Burillo y Peña, 1984; Burillo *et al.*, 1985; Peña *et al.*, 2003; Peña Monné *et al.*, 2004). También en espacios litorales se han llevado este tipo de estudios en relación con la evolución de la costa y su gestión humana; es el caso de los estudios de Morhange (Morhange *et al.*, 2006, por ejemplo)

² Se trata de los *tells*, *mounds*, *dark earth*, *terra preta*, estructuras de combustión, de estabulación, etc.

y los de Carmona y Ruiz en el País Valenciano (Carmona, 1990; Ruiz y Carmona, 2005; Pérez Ballester *et al.*, 2010; Carmona y Ruiz, 2011; Carmona y Pérez Ballester, 2011).

Igualmente son de interés los estudios de la tafonomía del registro arqueológico desde esta aproximación, en relación con un cambio en el concepto de registro arqueológico, que trasciende el ámbito del yacimiento y afecta a todo el registro del territorio o paisaje cultural (Soler Segura, 2007). El análisis del territorio y su evolución permite conocer las características del registro arqueológico conservado y facilita una correcta interpretación de los procesos culturales (Barton *et al.*, 2002).

Podemos considerar también geoarqueológicos *off site* aquellos estudios que correlacionan datos puramente geoambientales con datos culturales en grandes regiones o a escala global. Son estudios que pretenden explicar cambios naturales como resultado de grandes cambios culturales, o a la inversa, procesos culturales como respuesta a cambios ambientales y climáticos importantes. En relación con estos últimos, los grandes avances en la resolución de los cambios climáticos y ambientales del pasado y la constatación de su impacto, han permitido un renovado florecimiento del determinismo ambiental para explicar el colapso de las civilizaciones, que es, cuanto menos, discutible (Butzer, 2011).³

2.1.3. Nuestra visión acerca del trabajo geoarqueológico

Nuestra aproximación geoarqueológica consiste en la aplicación de métodos de las ciencias de la tierra en la resolución de problemas arqueológicos, ya sean contextuales, como las condiciones del medio físico (paleoambiente o paleopaisaje) y del clima (paleoclima), o los referidos a cuestiones específicas de las comunidades humanas en el pasado; es decir, de carácter histórico. Desde nuestra perspectiva todas las aproximaciones propuestas, desde la arqueología geológica a la geomorfología arqueológica, son geoarqueología, y forman parte de ella la arqueología prehistórica, la paleogeografía y el paleoambiente en el marco de la geología cuaternaria. El nexo de unión está en la interdisciplinariedad y en los objetivos: conocer la dinámica de los procesos terrestre y las relaciones humanas con el medio físico en el pasado.

Desde nuestro ámbito de estudio, la Geografía Física, la geomorfología y el estudio del Cuaternario, nos entendemos habilitados para participar en este espacio de conocimiento. El cual, entendido como un punto de encuentro de las técnicas de las ciencias de la tierra aplicadas a los artefactos y registros arqueológicos y de las técnicas arqueológicas para inferir los procesos y eventos pasados, adquiere pleno sentido cuando es el resultado de un trabajo multidisciplinar desde el diseño del proyecto de investigación hasta su culminación (Goldberg y Macphail, 2006).

La arqueología, aunque atiende de manera explícita al comportamiento humano pasado, también debe entender los procesos, tanto culturales como naturales, que crean y conservan el registro sedimentario y arqueológico, fuente principal de su conocimiento, así como los

³ Ver capítulo correspondiente.

contextos ambientales, geomorfológicos, paisajísticos y climáticos, a fin de obtener una visión contextual y exacta del pasado, incluyendo aspectos tales como su influencia en las sociedades humanas y el impacto humano en los ecosistemas. Es por ello que también nos sentimos competentes en el trabajo arqueológico. Ello sin renunciar a objetivos relacionados con el estudio paleoambiental *sensu stricto*. Este, entendido como el conocimiento de la variabilidad del clima y de sus efectos sobre el medio físico y biológico y de la dinámica de los sistemas naturales, a través de registros sedimentarios, tiene peso propio en nuestra visión de la geoarqueología.

2.2. LA METODOLOGÍA

La metodología aplicada en esta tesis se basa en la geomorfología, la estratigrafía y la sedimentología, y se articula en torno al trabajo de campo y el muestreo, el análisis de laboratorio, el procesado de datos y su interpretación.

2.2.1. La geomorfología

La disciplina que estudia las formas del relieve terrestre y su configuración, así como los procesos que las generan y transforman, es la geomorfología. Los espacios geográficos son consecuencia directa de los procesos sedimentarios y erosivos que han ido perfilando su geometría. Conocer el contexto ambiental en el que se producen estos procesos nos permitirá una correcta interpretación de las secuencias estratigráficas y sedimentológicas objeto de estudio detallado.

Los datos geomorfológicos proceden del reconocimiento de las formas del paisaje y los ambientes sedimentarios y perfiles estratigráficos (ambos son trabajos realizados de forma integral y combinada), a través del trabajo de campo y la fotointerpretación de pares estereoscópicos de fotografía aérea del *vuelo americano* de mediados de los años 50 del siglo pasado (aproximadamente a escala 1:33.000) y otros vuelos más recientes a escalas diversas (1:25.000 o 1:18.000), además del análisis en gabinete de diversos documentos cartográficos, topográficos y mapas geológicos. La elaboración de una cartografía geomorfológica es el instrumento adecuado para llegar a un conocimiento del medio en el que se enmarcan nuestras investigaciones y una correcta herramienta de presentación de estas.⁴

2.2.2. La estratigrafía

Los principios fundamentales de la estratigrafía sobre los que descansa toda la teoría arqueológica y sedimentológica son los que determinan la reconstrucción de las sucesivas fases deposicionales seguida por el geomorfólogo cuaternarista / geoarqueólogo. Los cortes estratigráficos nos revelan tanto los rasgos del medio como la evolución ambiental del espacio en el que se insertan y nos permiten elaborar el perfil litoestratigráfico.

⁴ Los manuales de geoarqueología presentan en primer lugar el trabajo estratigráfico y después el geomorfológico. Nosotros invertimos el orden ya que es la geomorfología la que constituye el marco del resto de análisis.

Su análisis debe ser exhaustivo, particularmente en los contextos arqueológicos, dado que estos registros parciales son las más completas evidencias disponibles de la realidad social, económica, cultural y ambiental de los grupos humanos antiguos, y que el proceso de excavación es en última instancia una actividad destructiva.

La primera fase del trabajo consiste en un análisis completo de los perfiles sedimentarios disponibles, la determinación de las discontinuidades verticales y horizontales⁵ y la definición de las unidades o niveles que la conforman, a partir de criterios observables *de visu*, tales como la composición del sedimento, el color⁶, la estructura interna y el grado de cohesión.

Surge así una secuencia de niveles estratigráficos jerarquizados racionalmente (Aguirre *et al.*, 1999). La resultante es un perfil o perfiles litoestratigráficos que interpretamos en nuestro trabajo como perfiles tipo, columnas representativas de los procesos que caracterizan a los yacimientos o medios sedimentarios. La litoestratigrafía puede ser coincidente con la estratigrafía arqueológica, o no, ya que la nuestra atiende a aspectos litológicos y texturales y la arqueológica a cambios culturales. En algunas ocasiones, cuando nuestra incorporación en el proyecto científico ha sido posterior a la definición de la estratigrafía arqueológica, se ha optado por conservar su nomenclatura en atención a una mayor integración en el trabajo, en particular en las ocasiones en que esta respondía fundamentalmente a rasgos litológicos. Es el caso de parte de los perfiles estratigráficos de Benàmer y la Illeta dels Banyets, donde las unidades arqueológicas, aunque reinterpretadas desde el punto de vista sedimentológico, han servido de base a nuestro trabajo.

Los apartados de los capítulos del 6 al 9 que incluyen las litoestratigrafías se presentan bajo el epígrafe de estratigrafía, dado que en su presentación se incluye información relevante no sólo litológica.

Los estratos o capas que conforman las unidades o subunidades estratigráficas pueden recibir diversas denominaciones y pueden agruparse en forma de fases sedimentarias. En nuestro modelo hemos optado por denominar estas unidades como “niveles”, siguiendo el propuesto por la Dra. María Pilar Fumanal, con la que iniciamos nuestra formación.

La labor de análisis estratigráfico se desarrolla fundamentalmente en el campo, pero puede tener una componente relevante de gabinete y en el laboratorio, ya que el análisis de las imágenes tomadas en el yacimiento y la determinación de los rasgos *de visu* de las muestras, básicamente color, textura y morfología de la fracción gruesa (gravas y cantos), puede servir para afinar el modelo propuesto.

Para la representación estratigráfica hemos optado por distintos sistemas, el dibujo en el campo es fundamental en el proceso de estudio e interpretación, pero en ocasiones en su presentación ha sido sustituido por fotografías y/o estratigrafías arqueológicas.

⁵ La geometría y los contactos entre niveles.

⁶ Para su determinación utilizamos el sistema Munsell.

La datación de los procesos y el establecimiento de secuencias cronoestratigráficas se apoya en dataciones absolutas radiocarbónicas convencionales y AMS y en la datación relativa que aportan los contextos arqueológicos.⁷

El trabajo estratigráfico culmina con el muestreo, para el cual hemos utilizado una metodología simple (Shackley, 1975), a partir del modelo estratigráfico propuesto, revisado y modificado conforme avanza el trabajo cuando esto ha sido posible (Lewis y McConchie, 1994), es el caso de Cova d'En Pardo, gracias a continuidad y estabilidad del proyecto.

2.2.3. La sedimentología. Trabajo de laboratorio

Los sedimentos naturales y antropogénicos constituyen la columna vertebral de la geoarqueología. Sus características litológicas y texturales son relevantes para nuestro estudio ya que aportan información sobre la historia de los depósitos: origen, transporte y naturaleza del medio en el que fue depositado (meteorización, erosión, transporte y sedimentación) y su significación paleoambiental.

Existen tres tipos básicos de sedimentos: clásticos, químicos y orgánicos. Los primeros, los más frecuentes, están compuestos de fragmentos de rocas y de otros sedimentos o material edáfico, transportados por el viento, el agua y/o la gravedad. Su análisis se basa en los estudios granulométricos, composición textural o *grain size* (Reineck y Singh, 1980; Hartmann y Flemming, 2007; Holland y Elmore, 2008), y en la morfología de los clastos, que dependen de la naturaleza del material original y de los procesos geomorfológicos que le dieron origen. Los sedimentos químicos responden a procesos de precipitación de elementos o compuestos; durante el Holoceno en el territorio valenciano son resultado de procesos cársticos o edáficos. Los procesos de disolución y precipitación del carbonato cálcico dan lugar a espeleotemas en las cuevas y costras superficiales o subsuperficiales en medios de clima árido y semiárido. Estas últimas, objeto de profundo análisis en trabajos paleoambientales precedentes (Dumas, 1969; van Zuidam, 1976; Fumanal, 1986; Estrela Navarro, 1990), no han sido contempladas en nuestro estudio. Los espeleotemas han sido descritos en Cova d'En Pardo, en relación con su significación paleoambiental (Fumanal, 1986). Los procesos edáficos conllevan la movilización vertical de arcillas, nitratos, etc. y la incorporación de materia orgánica y sales, que definen los horizontes edáficos. Los más frecuentes en el Holoceno han sido la movilización de carbonatos, cambios químicos en el estado del hierro y el manganeso y la incorporación de materia orgánica en los horizontes superficiales.

Distribución granulométrica: análisis, representación e interpretación

El análisis granulométrico se ha considerado como la mejor herramienta para la caracterización de los sedimentos, la identificación y definición de los agentes y procesos deposicionales naturales y de los procesos de alteración, y en consecuencia para la determinación de las condiciones ambientales que han actuado en la formación de los depósitos (Shackley, 1975; Polo Díaz, 2011). También se han considerado óptimos para la caracterización cultural de estos (Miskovsky, 1991).

⁷ La significación y problemática de las dataciones numéricas por C14 es abordada en el apartado 6.5.2.

La textura es el porcentaje de fracción de tamaño según un modelo estandarizado que distingue arcillas, limos, arenas, gravas, cantos y bloques. Se utiliza la escala propuesta en el modelo clásico de Wentworth (1922) y Krumbein y Sloss (1963), transformando los tamaños de la escala métrica a una escala logarítmica de grado 2, “ ϕ ” (phi), para facilitar su presentación, expresión gráfica y manipulación estadística (Krumbein, 1934). (Tabla 1).

phi	mm/ μ m	Udden (1914) and Wentworth (1922)	Friedman and Sanders (1978)	GRADISTAT program	
-11	2048 mm		Very large boulders		
-10	1024	Cobbles	Large boulders	Very large	} Boulders
-9	512		Medium boulders	Large	
-8	256		Small boulders	Medium	
-7	128		Large cobbles	Small	
-6	64		Small cobbles	Very small	
-5	32	Pebbles	Very coarse pebbles	Very coarse	} Gravel
-4	16		Coarse pebbles	Coarse	
-3	8		Medium pebbles	Medium	
-2	4		Fine pebbles	Fine	
-1	2	Granules	Very fine pebbles	Very fine	
0	1	Very coarse sand	Very coarse sand	Very coarse	} Sand
1	500 μ m	Coarse sand	Coarse sand	Coarse	
2	250	Medium sand	Medium sand	Medium	
3	125	Fine sand	Fine sand	Fine	
4	63	Very fine sand	Very fine sand	Very fine	
5	31	Silt	Very coarse silt	Very coarse	} Silt
6	16		Coarse silt	Coarse	
7	8		Medium silt	Medium	
8	4		Fine silt	Fine	
9	2	Clay	Very fine silt	Very fine	
			Clay	Clay	

Tabla 2.1. Escala de tamaños de partículas en análisis texturales (Tomado de Blott y Pye, 2001).

Son diversos los métodos y técnicas aplicadas para determinar el tamaño del grano, incluyendo el tamizado en seco y húmedo, la sedimentación, la densidad con higrómetros y su medición a través de granulómetros laser, sedígrafos rayos X y contadores Coulter. Todos los métodos conllevan el establecimiento de un número de fracciones de tamaño y una

adscripción porcentual a estas de las partículas del sedimento estudiado. Estos métodos no son comparables, ya que utilizan herramientas distintas, como son la densidad, propiedades ópticas o formales. Es pues prioritario el uso de un único método si pretendemos comparar los resultados obtenidos. En este estudio se ha optado por el tamizaje en seco para la fracción gruesa, por encima de 2 mm, y el empleo del método de la pipeta para la fracción fina, descritos de manera conjunta como método de tamiz/pipeta (*sieve-pipette*) o método de la pipeta simplemente. Es el método convencional más extendido para la determinación del tamaño de las partículas finas de los sedimentos (Gee y Bauder, 1988). Sus ventajas, la posibilidad de comparar resultados, su consolidación, su bajo coste y la aceptable exactitud, la hacen la opción óptima para este estudio.

En concreto la metodología aplicada es la propuesta y desarrollada en el Departament de Geografia de la Universitat de València (Fumanal, 1986), que sigue el modelo estándar descrito en diversos manuales (por ejemplo *Soil Survey Staff*, 2014), con algunas peculiaridades relacionadas con las características específicas de los sedimentos del territorio valenciano. Se ha renunciado al uso de HCl para destruir carbonatos en la preparación de la muestra, ya que un porcentaje relevante de los sedimentos, en su fracción arenosa y limosa, es de litología calcárea y su destrucción alteraría significativamente los resultados (Gee y Bauder, 1986; van Reeuwijk, 2002). También se ha renunciado al uso de agua oxigenada para la destrucción de la materia orgánica en este proceso, dado que su presencia nunca supera el 3,5%, porcentaje por debajo del cual no es relevante su influencia como elemento cohesivo de la fracción arcillosa (*Soil Survey Staff*, 2014, 67).

Los datos derivados del análisis textural de la fracción fina han sido representados en histogramas de frecuencias, equivalentes a curvas de frecuencias, en curvas acumulativas y curvas semiprobabilísticas con apoyo del software *Microsoft Excel*⁸ y se han calculado parámetros estadísticos, también llamados texturales, según el modelo de Folk y Ward (1957), con el programa GRADISTAT versión 8 (Blott y Pye, 2001).

Para la interpretación de las representaciones gráficas nos hemos apoyado en los trabajos de Folk y Ward (1957), Tricart (1965), Visher (1969), Reineck (1980), Fumanal (1986), Pye (1987), Edeso (1992), Sun *et al.* (2002), Flemming (2007), Alonso Zarza (2010), Mycielska-Dowgiało y Ludwikowska-Kędzia (2011), y algunos ejemplos de análisis, tales como los de Le Roux y Rojas (2007), Fournier *et al.* (2014) y van der Bilt *et al.* (2015).

La interpretación de los parámetros texturales se basa en las aportaciones de Folk y Ward (1957) o las derivadas del método de los Momentos (Folk, 1974). Esta ha sido muy discutida por algunos autores que consideran que aportan visiones muy parciales de los sedimentos (Hartmann, 2007) o que no los describen tan bien con sus rasgos estructurales (Hartmann y Flemming, 2007). Otros autores, en la misma línea, cuestionan su uso en sedimentos polimodales, la mayoría de los naturales (Blott y Pye, 2001 y 2012), y proponen el análisis de los componentes sedimentarios como herramienta útil para su

⁸ Para la curva semiprobabilística o de Visher hemos utilizado una herramienta que permite simular esta curva de Microsoft Excel (<http://peltiartech.com/Excel/Charts/ProbabilityChart.html>).

interpretación (Sun *et al.*, 2002; Flemming, 2007) o técnicas de análisis vectorial (McLaren *et al.*, 2007). Pero algunas revisiones recientes han dado validez a estas aproximaciones a través de la puesta en relación de estos parámetros, ya propuesta por Passega (1964) y Friedman (1967), es el caso de las propuestas de Boggs (2009) y de Mycielska-Dowgiałło y Ludwikowska-Kędzia (2011).

En este trabajo, además de aplicar estas formas de análisis y tratamiento de datos, se ha llevado a cabo una aproximación a través de una técnica estadística de multivariable, el análisis *cluster* jerárquico o de conglomerados, que permite obtener clases, conjuntos o grupos. Se han incorporado a este análisis todos los rasgos sedimentológicos de las muestras estudiadas que son expresables en forma numérica a través del programa informático estadístico SPSS. Ello ha permitido definir grupos significativos para la interpretación de las series sedimentarias.

Aspectos morfológicos de la fracción gruesa

La sedimentología aplicada también se basa en estudios morfológicos *de visu*, para la fracción gruesa (por encima de 2 mm) y las arenas (por encima de 0,063 mm). El estudio de sus rasgos, alteración y redondeo, pueden proporcionar información útil sobre los procesos que dan origen al yacimiento (Bonifay, 1956; Farrand, 2001). Históricamente este tipo de análisis ha sido objeto de controversia: Ocuparon una parte importante en los primeros estudios llevados en el contexto de cavidades habitadas francesas y españolas. En este medio, cuando los cantos y gravas son angulosos y particularmente abundantes (*éboulis*), fueron interpretados como resultado de procesos de crioclastia en el interior de las cavidades, reflejo de condiciones ambientales frías pleistocenas (Laville, 1976; Laville *et al.*, 1980; Courty y Valverde, 2001). Esta visión ha sido discutida o matizada, ya que este tipo de sedimentos gruesos pudieran ser el resultado de las características del roquedo o de procesos no climáticos, como por ejemplo eventos sísmicos (Collcutt, 1979; Farrand, 1987; Bailey y Woodward, 1997). En este estudio se ha dedicado atención a esta fracción cuando es muy relevante y aporta datos que pueden ser objeto de análisis. Para ello se ha utilizado la metodología estándar del Departament de Geografia que incluye una aproximación granulométrica de bloques (más de 10 cm de eje mayor), cantos (hasta 1 cm) y gravas (hasta 2 mm), la determinación de su litología y del su grado de redondeo y alteración, y en algunas ocasiones de su porosidad.

Para el análisis de las arenas se ha recurrido al análisis *de visu* a través de lupa binocular de la fracción superior a los 0,5 mm de tamaño, determinando el grado de redondeo y el brillo, además de la litología (Fumanal, 1986).

Aspectos edáficos contemplados

Los procesos edáficos dan lugar a cambios químicos en los sedimentos y tienen una obvia significación paleoambiental. La aproximación a estos aspectos se basa en este trabajo en el análisis químico de la presencia de carbonato cálcico y de materia orgánica. Nos

apoyamos en el color como herramienta para determinar algunos procesos edáficos relevantes.

La movilización de carbonatos en el suelo forma horizontes cálcicos que permite evaluar el grado de edafización de un sedimento. Su valoración se ha hecho a partir del cálculo del porcentaje de carbonato cálcico sobre la fracción fina total mediante el ataque con HCl de 10 gramos de muestra. En ocasiones hemos utilizado el método del calcímetro de Bernard, para limos y arcillas.

Los sedimentos orgánicos presentes en nuestro territorio se corresponden con los citados horizontes edáficos, los limos orgánicos y las turbas de medios lacustres y los de origen antropogénico. Cada vez se describen más horizontes edáficos enterrados en nuestro territorio, hasta finales del siglo pasado solo documentados en posición secundaria en cavidades cársticas (Ferrer García, 2011; Tallón-Armada *et al.*, 2014). Los sedimentos lacustres se documentan en niveles pleistocenos y holocenos del llano de Valencia (Carmona y Ruiz, 2011), la laguna de Villena (Yll *et al.*, 2003), y en las albuferas y lagunas litorales de Pego-Oliva (Viñals, 1991), el Bajo Vinalopó y el Bajo Segura (Blázquez Morilla, 2001). La acumulación de materia orgánica en los sedimentos estudiados no supera nunca en las muestras estudiadas el 3%, pero otorgan colores oscuros a los sedimentos que facilitan su identificación. Para su cálculo hemos utilizado el método analítico de oxidación del carbono orgánico con un oxidante, el dicromato potásico, basado en su transformación en CO² (Walkley y Black, 1934).

El color, además de ser una característica básica fundamental de los sedimentos y su mineralogía, es una herramienta útil para la determinación de algunos procesos edáficos. El color rojo se asocia a la presencia de óxidos de hierro y a procesos de alteración en condiciones de alta temperatura y baja actividad del agua; el color amarillo, anaranjado y ocre indica sedimentación en condiciones aeróbicas; el color marrón y negro se asocian a la presencia de materia orgánica (aunque este último también puede ser el resultado de concreciones de manganeso); y los colores gris y gris verdoso pueden ser indicativos de ambientes anaeróbicos, los característicos de los suelos gley. Por su parte en suelos con alternancia de oxigenación y anaerobia, suelos pseudogley, la movilización del hierro y el manganeso se produce colores moteados, negros, rojos y amarillos o anaranjados.

2.2.4. Interpretación

Hemos dicho que las principales aportaciones en el ámbito de la metodología de esta tesis están en la aproximación geoarqueológica aplicada, que, a través de un buen conocimiento de los métodos geoarqueológicos y de los datos, técnicas e interpretaciones arqueológicas y desde el trabajo multidisciplinar, pretende desarrollar hipótesis interpretativas paleoambientales, sobre la génesis y la tafonomía del registro arqueológico, y sobre otros problemas arqueológicos. Con ellas se pretende demostrar que es posible obtener información muy útil y relevante para una interpretación ajustada y científica de los datos arqueológicos.

En los resultados de cada uno de los yacimientos o territorios estudiados hemos pretendido abordar el máximo de aspectos susceptibles de ser interpretados geoarqueológicamente a partir de los datos disponibles, organizados en su presentación en torno a las dos aproximaciones básicas que hemos visto del registro arqueológico, la referida al contexto paleoambiental y la relacionada con los problemas arqueológicos, en particular los procesos que dieron forma al registro.

3. LAS COMARCAS MERIDIONALES VALENCIANAS: UN TERRITORIO DUAL

En este capítulo y el próximo abordaremos el contexto geográfico y cultural de nuestras investigaciones geoarqueológicas, y esbozaremos algunas de las interacciones entre medio físico y las sociedades humanas. En este primero trataremos el medio físico y aspectos relacionados con la influencia del paisaje físico en el comportamiento humano, y en el siguiente presentaremos algunos de los rasgos de las sociedades productoras que pudieron influir en la dinámica de los sistemas geomorfológicos.

El País Valenciano ocupa una estrecha y alargada franja litoral con disposición meridiana en la fachada oriental de la península Ibérica. Su frente costero mediterráneo articula un medio físico de gran variedad de paisajes morfológicos, cuyos rasgos pueden quedar sintetizadas en los dualismos que le caracterizan: litoral / interior, montaña / llanura. Un territorio diverso que a lo largo del Holoceno sirve de marco a la ocupación de los grupos y culturas humanas, y en el que son particularmente relevantes los ambientes geomorfológicos de alta productividad biótica y las vías naturales de comunicación o corredores (Aura *et al.*, 1993).

Las tierras meridionales valencianas, que vienen a coincidir *grosso modo* con la provincia de Alicante, constituyen en su mayor parte un paisaje accidentado, vinculado al dominio bético, más específicamente al Prebético Nororiental (Pulido Bosch, 1979), que enmarcan a norte y sur las fosas neógenas de Valencia, en su mayor parte fuera del área de estudio, y del Bajo Segura. Forma parte de un conjunto montañoso de dirección WSW-ESE mucho más amplio, un sistema que se extiende desde el golfo de Cádiz hasta las costas meridionales valencianas y se divide en dos grandes unidades geológicas bajo un criterio paleogeográfico: las zonas internas y las zonas externas (Vera, 1983), siendo estas últimas las predominantes en el territorio objeto de estudio.

En la zona norte del área el paisaje está dominado por una sucesión de anticlinorios y sinclinorios de rumbos béticos y vergencia norte, donde los primeros dan lugar a sierras constituidas por materiales carbonatados mesozoicos de plataforma y los segundos a valles ocupados por margas del Mioceno, más o menos rellenos de sedimentos cuaternarios. En el sur, en el sector prebético más interno (Rodríguez-Estrella, 1977), los relieves están constituidos por sedimentos carbonatados del Paleógeno, preferentemente flysch, litologías margosas y afloramientos de calizas pararrecifales. La estructura tectónica se complica con la presencia de pliegues y cabalgamientos vergentes al NNW o NW, jalonados por sucesiones verticales o francamente invertidas (Estévez Rubio *et al.*, 2008).

Este complejo relieve lo completan fosas internas alargadas y estrechas, también rellenas de sedimentos margosos terciarios, que dan lugar a corredores intramontanos (Fig. 3.1), formadas a favor de fallas normales y de salto, y del afloramiento de margas y evaporitas del Keuper, asociadas a zonas de fracturación profunda. Destacan de entre estas la que conforman les Valls d'Alcoi, y la asociada al accidente tectónico del Vinalopó, que

conforma una de las más extensas cuencas de las tierras meridionales valencianas en su parte más interna.

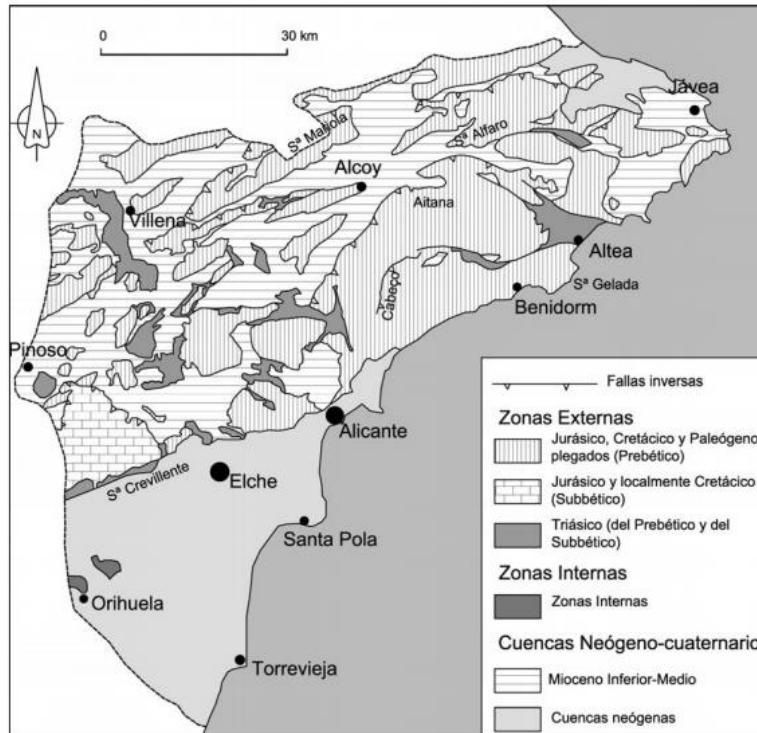


Fig. 3.1. Mapa geológico de la provincia de Alicante (Tomado de Estévez Rubio *et al.*, 2008).

Por su parte, la cuenca neógena meridional del Bajo Segura posee una posición francamente abierta hacia el mar, y un comportamiento tectónico reciente muy activo. Su relleno sedimentario es postorogénico y de rasgos tanto continentales como marinos y litorales del Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario (Montenat, 1977; Montenat *et al.*, 1990). Aunque la falla de Crevillent marca su límite septentrional, en sentido amplio esta cuenca litoral se extiende hasta el Campello por el Camp d'Alacant.

Surge así de este modelo tectónico un paisaje de *montañas* y *valles* al norte y de relieves medios de *llanos* y *pedemontes* en el sur y en el valle del Vinalopó, según la nomenclatura de López Gómez y Rosselló Verger (1978). Coincidiendo la primera con la mayor parte de las comarcas de l'Alcoià, el Comtat, y les Marines, además de algunas tierras del sur de la provincia de Valencia (la Safor y la Vall d'Albaida, por ejemplo) y la segunda con las comarcas del Vinalopó, Camp d'Alacant o Alacantí y Bajo Segura o Vega Baja. Los yacimientos estudiados en este trabajo se hallan en ambos ámbitos, Benàmer y Cova d'En Pardo en el primero y l'Illeta dels Banyets y Llano de Monforte - Edar y las terrazas de las Agualejas en el segundo.

Por su parte, el litoral está fragmentado como resultado del control tectónico y neotectónico, sobre todo hasta el Pleistoceno medio en el tramo norte (Martínez Gallego *et al.*, 1992), y más recientemente en el sur (Alfaro, 1995; Blázquez Morilla, 2001). En él alternan sectores de acantilados altos y medios sobre litologías calcáreas y margosas, en los que fallas normales determinan la posición de la costa, y depresiones y fosas, más frecuentes al sur, en las que se producen formas constructivas de costas bajas, sistemas de restinga-albufera y abanicos aluviales litorales con una compleja evolución a lo largo del Holoceno (Viñals, 1991; Box Amorós, 2004; Ferrer García y Blázquez Morilla, 1999 y 2012).

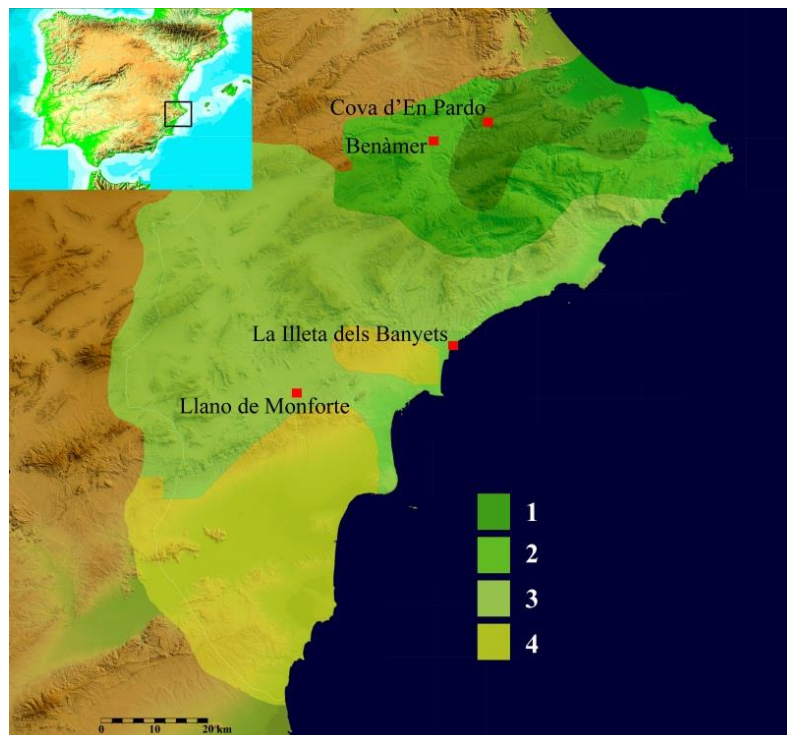


Fig. 3.2. Mapa de las comarcas meridionales con la distribución de zonas de aridez según el IVIA. 1: dominio subhúmedo, 2: seco subhúmedo, 3: semiárido, 4: árido. Base cartográfica: Institut Cartogràfic Valencià.

El carácter dual del territorio se expresa con mayor fuerza desde el punto de vista climático. Este es mediterráneo, con veranos secos y precipitaciones de moderadas a bajas, muy irregulares, que alcanzan gran intensidad horaria en otoño. Pero el área está claramente dividida en un dominio subhúmedo en el norte y un dominio subárido en el sur y el valle del Vinalopó.

Efectivamente, se reconoce un clima seco a sotavento de los vientos de levante de las grandes sierras alicantinas en el valle del Vinalopó y en el sur, con precipitaciones por debajo de los 400 mm (350 mm en Monforte del Cid), temperaturas de verano elevadas e inviernos frescos, en particular en el Alto y Medio Vinalopó. Así como un clima más húmedo en la montaña litoral y septentrional en torno al núcleo lluvioso de la Safor, con entre 500 y más de 800 mm de precipitaciones anuales (500 mm en Muro d'Alcoi y 830 mm en Patró), inviernos no secos y nevadas frecuentes. A estos tipos se unen los climas

litorales, también de carácter dual pero con temperaturas atemperadas por la acción del mar, que hace que estas sean menos contrastadas que en la montaña y el interior seco. En el litoral más meridional las precipitaciones son aún menores que en la cuenca del Vinalopó. En el caso del Campello se sitúan por debajo de los 400 mm al año (Pérez Cueva, 1994 y 1995) (Fig. 3.2).

El territorio está atravesado por una red fluvial de fuerte influjo tectónico, en su mayor parte formada por ramblas (Segura Beltrán, 1987), con caudales de marcado carácter torrencial mediterráneo (Mateu Bellés, 1990), de moderados a bajos, con mínimos estivales o que permanecen secos durante gran parte del año debido a la proximidad de las sierras al mar y al régimen pluviométrico. La única corriente fluvial de cierta entidad es el río Segura en el área más meridional (Fig. 3.3). En el extremo oriental aparecen varias zonas endorreicas continentales, entre las que destacan la laguna y humedales de Villena, la marjal d'Onil y la laguna salobre de Salinas, hoy relictas como resultado de la sobreexplotación de los acuíferos.

3.1. LOS PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS Y SU SIGNIFICACIÓN AMBIENTAL

El clima cambiante del Cuaternario ha tenido un impacto relevante en los procesos geomorfológicos. Su evidencia más recurrente desde el punto de vista historiográfico son los niveles marinos, de los que se han preservado evidencias tanto en el litoral septentrional (Fumanal *et al.*, 1993; Rosselló, 1996) como en el meridional (Gozálvez Pérez y Rosselló i Verger, 1978, Blázquez Morilla, 2001, entre otros). Cambios en relación con las grandes alternancias paleoclimáticas, fases glaciares e interglaciares, que se han preservado diferencialmente como resultado de unas muy activas morfogénesis y neotectónica.

En los registros terrestres las fases antiguas hasta el Pleistoceno medio, también desdibujadas, se pueden seguir a través de coluviones, conos o glacis colgados y desconectados de la red fluvial actual, al menos en el Vinalopó y el Serpis. Del Cuaternario reciente son las formas aluviales y fluviales y los niveles de terraza superpuestos o adosados en torno a los cauces, desarrollados en relación con la alternancia de fases de activa morfogénesis con fases biotásticas (Estrela y Fumanal, 1989; Estrela *et al.*, 1993), proceso en el que no habría que desdeñar la variable neotectónica y en los últimos milenios, la acción humana. A estas formas hay que añadir la formación de canchales en fases frías recientes en las laderas altas de umbría de los relieves y de suelos en fases húmedas, parcialmente preservados en todo el territorio (Fumanal y Carmona, 1995), así como la activación recurrente de los mecanismos eólicos en contextos áridos durante el Tardiglacial y el Holoceno inferior, en particular en el valle del Vinalopó (Cuenca Payá y Walker, 1976, 1985, 1986 y 1995; Casquel *et al.*, 1989; Ferrer y Fumanal, 1993).

Un mundo calizo

El dominio bético constituye un mundo calizo, heredero del mar de *Tethys*, que conforma un paisaje kárstico, con superficies de erosión, cañones y formas de absorción, como cavidades. Puede ser definido como un karst mediterráneo, al estar desarrollado actualmente en condiciones de clima templado-cálido, de subhúmedo a subárido, aunque con muy relevantes

formas heredadas, cuyo desarrollo principal tuvo lugar en periodos de elevada temperatura y pluviosidad que los investigadores sitúan antes del Cuaternario (Garay, 1995).

Con frecuencia los antiguos conductos kársticos fuera de la zona vadosa han funcionado como sumideros, que han evolucionado hacia un progresivo taponamiento parcial o total, coincidente con procesos de agradación en fases de activa morfogénesis. Así, gran parte de los sistemas de conducción quedaron fosilizados y sometidos a procesos de relleno y vaciado desde el inicio del Cuaternario. Durante este periodo también se producen fenómenos kársticos, aunque de menor intensidad, en fases húmedas, que alternan con fases áridas y frías, en las que predominan los procesos periglaciares en las laderas, donde se generan los depósitos que penetran en las cavidades. Lo hacen en forma de rellenos detríticos aluviales y coluviales, que junto con los clastos autóctonos, conforman depósitos sedimentarios que han sido objeto de atención muy notable en la investigación cuaternarista y prehistórica valenciana.

Resultan de gran importancia y fuente de información esencial para los estudios paleontológicos de homínidos y fauna desde el Cuaternario antiguo (Sarrión, 2006 y 2012 entre otros trabajos; Guillem Calatayud *et al.*, 2013), y han resultado muy relevantes para los estudios paleoambientales pleistocenos y holocenos (Fumanal, 1986), y fundamentales para el conocimiento arqueológico que tenemos sobre las sociedades antiguas (Fernández Peris *et al.*, 1997; Martí Oliver, 2012; Villaverde Bonilla *et al.*, 1999; Soler Díaz *et al.*, 1999; entre otros). Hoy está en revisión su significación respecto al hábitat humano, ya que desde al menos la Prehistoria reciente las cuevas son espacios de hábitat marginales o especializados, y dadas las dificultades que en ocasiones generan sus estratigrafías, sometidas a procesos postdeposicionales de gran impacto (Bernabeu Aubán *et al.*, 1999).

Por otro lado, son frecuentes las costras calcáreas en abanicos aluviales, terrazas y glacis formadas a lo largo del Cuaternario en condiciones ambientales áridas o semiáridas (Estrela, 1990), así como los sedimentos cementados preholocenos.

Ríos y formas fluviales

Los ríos valencianos meridionales son agentes geomorfológicos principales en el Cuaternario. Así, a lo largo de este periodo se ha formado un sistema de terrazas fluviales en el territorio, que con excepciones, reproduce una secuencia que ha sido estudiada en la cuenca del Serpis y del Vinalopó. Su origen fundamental está en las variaciones climáticas: fases de agradación, asociadas a extensos momentos de activa morfogénesis, separadas por breves fases de encajamiento en periodos biotásticos. A partir de superficies plio-pleistocenas desvinculadas del sistema fluvial actual, surge un conjunto de tres grandes terrazas y una más baja y menor, de adscripción cronológica no segura, que tradicionalmente se dataron desde el Pleistoceno medio (Rosselló, 1995). Su estudio detallado a escala local ha permitido documentar la complejidad de los procesos y la relevancia de la neotectónica en su configuración. Así, en cuencas como la del Serpis en el entorno de Muro d'Alcoi se preservan formaciones sedimentarias antiguas, incluyendo aquellas que no están conectadas con el actual sistema fluvial. En cambio, en la de Aspe-Monforte o en el tramo final de los ríos Montnegre y Vinalopó, la neotectónica hace que el sistema de terrazas que conforma el medio físico se reduzca a las más recientes, aunque se preservan algunos retazos de las antiguas junto a los relieves.

En un territorio en el que alternan relieves abruptos con cuencas sedimentarias, los abanicos aluviales son muy relevantes, dado que se construyen cuando las corrientes de agua pierden pendiente. Su evolución cuaternaria responde a procesos tectónicos y dinámicos, pero sobre todo climáticos (Harvey, 2004). Se desarrollan a pequeña escala, formados por afluentes en su confluencia con los grandes ríos, modificando la configuración de los cauces principales o dificultando el drenaje, como en el caso de la cuenca de las Agualejas, pero también forman grandes elementos del paisaje, en particular cuando los ríos alcanzan las cuencas neógenas litorales. Es el caso del abanico del Vinalopó, el del río Montnegre y el del Girona (Segura Beltrán, 2004), o a otra escala, el propio abanico del barranco de l'Amerador, que constituye el medio sobre el que se desarrolla el yacimiento de la Illeta dels Banyets, a pesar de su carácter marcadamente litoral.

De manera algo más detallada repasaremos las cuencas de los ríos que son objeto de atención en este trabajo o conforman el territorio próximo al área de estudio, los ríos Serpis o d'Alcoi, Vinalopó y Montnegre o Sec, que poseen control tectónico y disposiciones de dirección bética y transversal a esta (Fig. 3.3).

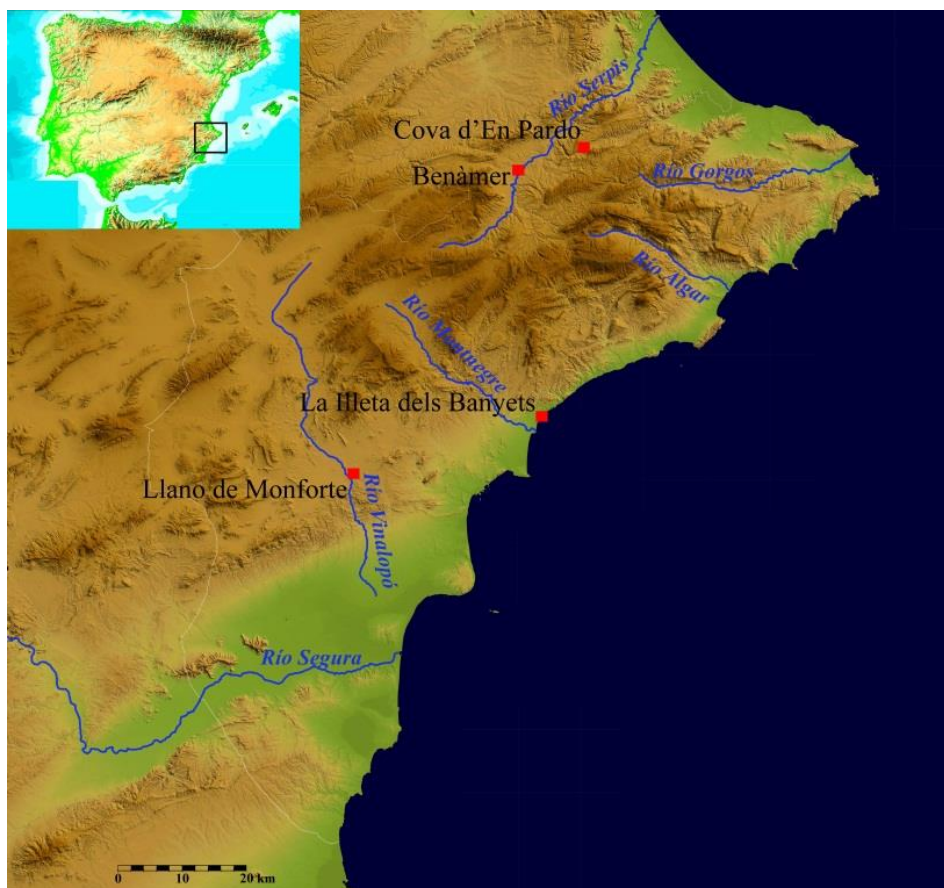


Fig. 3.3. Mapa de los principales ríos de las comarcas meridionales valencianas. Base cartográfica: Institut Cartogràfic Valencià.

El río Serpis o d'Alcoi es el colector principal de les Valls d'Alcoi o cubeta de Alcoi y recoge los aportes acuíferos kársticos y superficiales de los relieves calizos de la sierra Mariola, Benicadell, Penella, Alfaro y Aitana, con la participación de algunos tributarios, como por ejemplo el Barranc de l'Encantada de Beniarrés, que drena el área de la Cova d'En Pardo en Planes, construyendo una cuenca de 752,8 km². Una vez superados los relieves se encaja en la fosa miocena. Como resultado de este proceso se forman superficies de erosión o niveles de glacis erosivos sobre las margas cerca de los relieves, y sistemas de glacis y terraza deposicionales hacia el talweg. En su cuenca media, en el área de Benàmer de Muro d'Alcoi, se forma un extenso sistema que fue estudiado entre otros por Fumanal (Fumanal, 1994; Fumanal *et al.*, 1994; Bernabeu *et al.*, 1993 y 1994). Alcanza el litoral atravesando uno de los sistemas anticlinales béticos con un cañón kárstico de marcado control tectónico, el Barranc de l'Infern. Desemboca en Gandia, construyendo un abanico aluvial litoral, tras haber recorrido 74,5 km.

El río Vinalopó recorre de norte a sur las tierras meridionales por el interior a lo largo de 92 km, aprovechando el accidente tectónico que lleva su nombre. Su escaso caudal medio, a pesar de las dimensiones de su cuenca (1.692 km²), y los prolongados estiajes de algunos de sus tramos, lo convierten más en una rambla que un río. Atraviesa transversalmente los sistemas montañosos de orientación prebética, comunicando sucesivas cuencas neógenas, para lo que aprovecha afloramientos de materiales plásticos triásicos, que frecuentemente producen desplazamientos verticales. La suma de los bajos caudales y las dificultades tectónicas y neotectónicas descritas hace que sea frecuente el endorreísmo, especialmente en sectores laterales de la cuencas, es el caso de la gran laguna de Villena y humedales aledaños, y el de la laguna de Salinas, aunque parece haber sido más extenso en algunas fases del Cuaternario, alternando las formaciones sedimentarias de ambientes lacustres con las fluviales en facies *braided*, a las que se añaden puntuales formaciones eólicas, en su cuenca alta y media (caso de las Agualejas de Monforte del Cid), que revelan la existencia de fases aún más áridas a lo largo del Pleistoceno y el Holoceno. Pierde su cauce en la antigua Albufera d'Elx, tras construir un extenso abanico aluvial adosado a la sierra de Crevillent, que posee varios niveles superpuestos desde el Pleistoceno superior (Ferrer García y Blázquez Morilla, 1999), y segmentos más antiguos desconectados, y levantados, ligados a los relieves.

Finalmente el río Montnegre o Sec no es *sensu stricto* objeto de nuestra atención pero constituye un contexto geomorfológico próximo a la Illeta dels Banyets. Posee una cuenca de 486,6 km² y una longitud de 39,8 km. Desde su nacimiento en la Foia de Castalla recoge las aguas del barranco de Ibi. A partir del embalse de Tibi el río, llamado hasta ese punto Verde, toma el nombre de Montnegre debido a que el cauce atraviesa un manto de calizas triásicas negras. A partir de Mutxamel y hasta su desembocadura en el mar, cerca del Campello, el río es íntegramente aprovechado por la huerta alicantina, tomando por estas circunstancias el nombre de río Sec. Construye aquí un extenso y disimétrico abanico aluvial fundamentalmente del Pleistoceno, que se extiende hacia el sur, en forma de glacis que culminan en las zonas endorreicas y lacustres situadas en torno al Cap de les Hortes, y hacia al mar, donde contacta con una estrecha franja playera arenosa actual, a través de un escarpe, un paleoacantilado del Holoceno medio. En el abanico se documentan diversos paleocauces en ambas riberas, típicos de estas formas sedimentarias. Su extremo septentrional es menor al estar constreñido por los relieves

plegados. Aquí los paleocauces, reconocibles incluso en el caso urbano del Campello y que desembocan en el Clot de l'illot, cerca de la Illeta dels Banyets, no es seguro que posean un vínculo directo con el río, ya que pudieran estar en relación con sistemas de drenaje locales, pero revelan la existencia de antiguos puntos de agua y posible zona de aguada. Durante el Holoceno superior, en época moderna, el río construyó un pequeño delta-cono en su desembocadura.

Las vertientes

En las laderas los procesos geomorfológicos tienen que ver con la meteorización y el transporte gravitacional. Su morfología y evolución está condicionada por la tectónica, la antigüedad de relieve y la intensidad de los procesos, presentando cumbres en cantil o convexas en función de su grado de evolución y dependencia tectónica, segmentos medios rectilíneos y piedemontes con geometría convexa o cóncava en función de la existencia o no de zapa o remoción basal (Calvo, 1987). En los últimos milenios los procesos erosivos han sido predominantes como consecuencia de las condiciones ambientales, preferentemente áridas, y de la gestión humana del medio (Fumanal García y Calvo Cases, 1981). La resultante son laderas sin apenas cubierta sedimentaria y con microtopografías variadas por la presencia de formas de absorción kárstica, lapiares, fracturas, etc., que se expresan en microcuencas y escarpes. En relación con esta topografía irregular se han preservado evidencias deposicionales asociadas con fases previas de climas contrastados: acumulaciones coluviales testimonio de periodos de activación de los procesos de meteorización, sobre las que se formaron suelos en periodos húmedos del Pleistoceno y del Holoceno, y canchales, depósitos de cantos y bloques angulosos al pie de las cornisas calcáreas de umbría en los relieves septentrionales, que hay que asociar al roquedo calizo, a la presencia de escarpes tectónicos y a fases de clima frío periglacial a lo largo del Pleistoceno.

La importancia de los glaciares

En el territorio meridional destacan los glaciares, a veces escalonados y poligénicos, que pasan en cambio lateral a estrechos sistemas de terraza hacia el centro de los valles y cubetas. Ello parece estar en relación con las características del roquedo y del clima (Rosselló, 1995, 17).

Los glaciares son forma típicas de los medios semiáridos (Fig. 3.4) que regularizan la pendiente entre los relieves y las partes más bajas de las depresiones. Responden a procesos de arroyada en manto (*sheet floods*) o flujos más o menos concentrados divagantes procedentes de los dispositivos topográficos (Dumas, 1977). Las escasas precipitaciones y las elevadas temperaturas hacen ascender las tasas de evapotranspiración y los periodos de estiaje, y reducen la cubierta vegetal; lo que unido a las precipitaciones de elevada intensidad horaria, favorece las elevadas tasas de erosión y sedimentación, en particular en relieves con litologías poco consistentes, margas y margo-calizas. Son frecuentes y alcanzan gran extensión en la Marina Baixa (Rey *et al.*, 1993), en las sucesivas fosas que conforman el valle del Vinalopó, con una frecuente connotación endorreica, y en el Camp d'Alacant (Box Amorós, 1983).

Formas litorales

El litoral septentrional está caracterizado por la presencia de acantilados altos separados por tramos más o menos extensos de costas bajas y de acantilados bajos asociados a fosas, cubetas y afloramientos triásicos, que forman radas y bahías; contando con la excepción de las costas bajas vinculadas a la cuenca neógena de Valencia en la zona de Dénia. Se trata de un sector muy dinámico resultado de la muy activa neotectónica, que controla a través de fallas normales la línea de costa en los tramos calizos, dando lugar a acantilados tipo *plunging*, y a litorales erosivos en los acantilados medios y altos sobre materiales deleznales, margas y arenas, donde se construyen plataformas de abrasión y escollos. El Cuaternario superior está representado por varios niveles eolianíticos y playeros formados durante las sucesivas situaciones transgresivo-regresivas (Fumanal, 1995b; Fumanal y Yébenes, 1996).

Las costas de la cuenca neógena meridional tienen su inicio en el litoral de la Illeta del Banyets, se caracterizan por la mayor extensión de los segmentos de costas bajas, separadas por pequeños relieves medios en el Camp d'Alacant y lomas bajas en el Bajo Segura, y se caracterizan por poseer una neotectónica aún más activa. Este litoral conserva los más relevantes y extensos restos de niveles litorales cuaternarios, eólicos y playeros (Rosselló y Mateu, 1978; Cuerda, 1995).

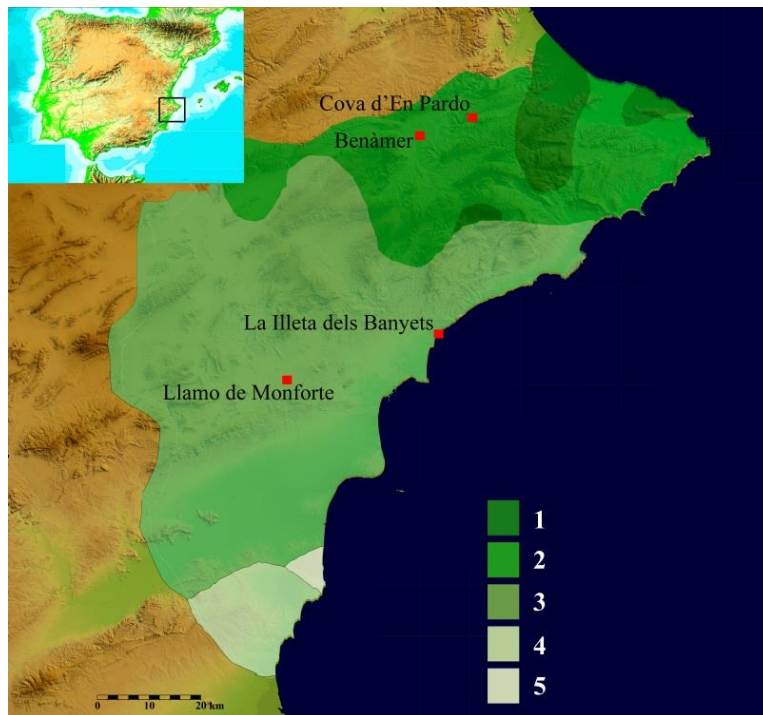


Fig. 3.4. Mapa de distribución morfoclimática según el modelo de Wilson. **5.** Árido 5 meses al año, **4.** Árido 3 meses al año, **3.** Semiárido más de 9 meses al año, **2.** Templado-húmedo de 1 a 4 meses al año, **1.** Templado- húmedo más de 5 meses al año. En el dominio 4 predominan las arroyadas concentradas y difusas, glacis, glacis-cono, *badlands* y barrancos de fondo plan; en el dominio 3 predominan las arroyadas concentrada y los procesos cársticos (Matarredona, 1987). Base cartográfica: Institut Cartogràfic Valencià.

El nivel marino holoceno ha sido objeto de atención desde mediados del siglo XX en tierras mediterráneas peninsulares, y más en concreto en el territorio valenciano (González Pérez, 1985; Fumanal *et al.*, 1985; Rosselló i Verger, 1996, Fumanal García y Ferrer García, 1998; Ferrer García, 2005). Estos estudios no han aportado una visión de conjunto del proceso de ascenso marino del actual interglaciar. Parece que el máximo nivel alcanzado por el mar es el actual (Morhange *et al.*, 2006), aunque algunos autores proponen un progresivo descenso desde el máximo en torno al 6 ka cal BP (Zazo, 2006), con máximos relativos secundarios en el 3,15 y 1,9 ka cal BP (Goy *et al.*, 2003). En el caso de l'Albufereta d'Alacant, el estudio sedimentológico y micropaleontológico de una serie de sondeos, permitió demostrar un ascenso relativo del nivel marino en torno al 3,0 ka BP (Ferrer García y Blázquez Morilla, 2012), fase que podría ser la responsable de los procesos de erosión que afectaron al abanico aluvial litoral sobre el que se halla el yacimiento de la Illeta dels Banyets. En época histórica los cambios en la línea de costa son resultado de cambios climáticos de bajo rango (Ferrer García, 2005).

3.2. LOS PAISAJES FÍSICOS Y LAS SOCIEDADES HUMANAS: EL MEDIO CONDICIONA

El paisaje generado por la tectónica, la neotectónica y la dinámica de los procesos sedimentarios cuaternarios posee una compleja estructura en la que los diferentes ambientes geomorfológicos y los corredores que articulan el territorio son relevantes desde el punto de vista del poblamiento humano. Por otro lado, los cambios ambientales influyen en su comportamiento y evolución a través de la afección que tienen sobre los recursos abióticos y bióticos. Así por ejemplo, los cambios del nivel marino determinan la distribución de los recursos marinos y litorales, incluyendo los sistemas de restinga-albufera, y la alternancia de periodos secos y húmedos modifica la distribución de los recursos hídricos en ríos y lagos. A su vez, a partir de la implantación de prácticas productivas agropecuarias desde mediados del VI milenio cal a.C., estos cambios van a estar condicionados por la acción humana, surgiendo así un sistema complejo de interacciones.

En este apartado nos centraremos en el medio físico como variable fija, marco al desarrollo cultural humano durante el Holoceno.

Ya vimos como las cavidades cársticas han servido de espacio de hábitat, actividades de caza y pecuarias, y espacios rituales y funerarios de gran relevancia en la percepción geográfica de comunidades cazadoras-recolectoras y agrarias. Por su parte, las terrazas fluviales más bajas y los abanicos aluviales recientes de los principales cursos fluviales, los espacios lacustres endorreicos continentales, así como el litoral y los sistemas de restinga-albufera, sin desdeñar la media montaña, constituyen medios de alta productividad biótica, que han sido objeto de atención por parte de los sucesivos grupos humanos que han habitado nuestro territorio.

La articulación del territorio desde la perspectiva humana se establece, además de por la distribución de los recursos, en función de la distribución los grandes relieves y de un conjunto de corredores de orientación bética unidos por los ejes transversales del Vinalopó y el litoral, aunque este último, como veremos, se halla segmentado (Fig. 3.5).

Se inician estas vías de comunicación al norte del territorio objeto de estudio con el corredor de Montesa, de gran relevancia, ya que permite la conexión del litoral septentrional con el interior, las cuencas del territorio de *montañas* y *valles*, la montaña

centromeridional valenciana, a través de la Vall d'Albaida, y con el sur *de llanos y piedemontes* a través del valle del Vinalopó.

El territorio de *montañas y valles* se articula en torno a la cubeta de Alcoi o les Valls d'Alcoi, al norte del Alcoià. El corredor de Beneixama la comunica con la parte alta del Vinalopó a través de la Valleta d'Agres, y en menor medida, a través de la Vall del Barxell-Polop. Está confinada al norte por el Benicadell, al oeste por la sierra de Mariola y al este por un complejo de sierras separadas por valles con drenaje de doble vergencia, hacia el Serpis y hacia la costa de las Marinas, que constituyen corredores que la comunican con el litoral a través de divisorias de aguas más o menos accesibles: collados y puertos. Se trata de la Vall de la Gallinera, la Vall d'Alcalà-Vall d'Ebo y el paso de Facheca-Famorca a Castell de Castells, al norte, y los más complejos pasos del puerto de Confrides hacia la Vall de Guadalest y el puerto de Benifallim hacia el corredor del río Torre y al del río Amadorio, que comunica con el sur de la Marina Baixa y el norte del Camp d'Alacant.

El corredor del valle del Vinalopó constituye una extensa vía de comunicación que se contrapone a los corredores béticos, y los comunica entre sí y con el litoral norte, el interior y el sur. Además del ya citado de Beneixama, destacan el de Sax a Onil, que lo comunica con la Foia de Castalla, en la cabecera del río Montnegre, y el corredor de Agost, que se abre al Camp d'Alacant y se comunica con el Bajo Vinalopó a través de diversos pasos en la sierra de Crevillent.

El corredor meridional del Bajo Segura y Camp d'Alacant está constituido por dos cuencas abiertas al mar. La primera en la zona donde confluyen los cursos bajos del río Segura y el río Vinalopó, en torno a extensas zonas lacustres y albufereñas entre lomas bajas, permite la comunicación con Andalucía y Murcia. La segunda, con relieves más pronunciados y llanos aluviales asociados a modestos cursos fluviales, comunica con el del Vinalopó y con la Marina Baixa.

Finalmente, el corredor litoral parte del meridional y del vinculado con la cuenca neógena de Valencia, en el sector de Dénia, a sur y norte respectivamente. Está compartimentado por un abrupto relieve y por litorales acantilados que dificultan la movilidad por tierra firme. Desde Dénia es fácil el acceso al llano de Xàbia y su litoral, y relativamente sencillo el paso a las cuencas de Benissa-Teulada y Xalò. Lo mismo ocurre por el sur, desde el Camp d'Alacant, desde donde los llanos de la Marina Baixa son accesibles a través de los promontorios bajos entre el Campello y la Vila Joiosa. La sierra de Bèrnia y el congosto cañón del Mascarat constituyen una barrera entre ambas Marinas que dificulta la conexión entre ambos segmentos del corredor.

En el capítulo siguiente podremos ver como los distintos ambientes geomorfológicos, la compartimentación del territorio y las vías de comunicación, además de constituir un marco a las sociedades humanas, son elementos relevantes en su desarrollo y evolución. Así, la distribución de áreas con accesibilidad diversa y de recursos y ecosistemas contrapuestos, fue un factor determinante en varios procesos histórico culturales, tales como en la distribución de los grupos de cazadores-recolectores mesolíticos en el litoral, la montaña, las terrazas fluviales y los bordes de laguna, en el acceso de las comunidades pioneras neolíticas desde la costa hacia les Valls d'Alcoi y en el proceso de difusión del Neolítico desde el núcleo de ocupación original hacia el sur, en nuestro caso, a través del

4. LAS CULTURAS EN EL TERRITORIO A LO LARGO DEL HOLOCENO

Ya hemos señalado en el capítulo anterior que las sucesivas sociedades que habitaron en las tierras meridionales del País Valenciano estuvieron condicionados en su dinámica por las características del medio físico y su evolución. En este capítulo haremos un somero recorrido por la sucesión de culturas en las tierras valencianas desde el Epipaleolítico hasta el Bajo Imperio romano y por aspectos relevantes en su relación con el territorio desde esta perspectiva. También presentaremos aquellos rasgos de la sociedad que pudieran influir en la dinámica de los sistemas naturales. Esto fue posible a partir de la instalación en el área de las sociedades productoras desde el 7,6 ka cal BP, con mayor o menor impacto, en función de la densidad demográfica y la intensidad de las actividades agropecuarias.

En una simplificación de la complejidad de las culturas productoras en su gestión del medio, podemos decir que la explotación más habitual del medio desde el VI hasta el I milenio a.C. fueron la agricultura y la ganadería. Estas permitieron el desarrollo, tanto de economías de autoconsumo para grupos familiares dispersos o con un grado de agregación bajo, como de sociedades jerarquizadas, donde la generación de excedentes apropiados por las élites sería posible gracias al incremento de la producción, en concreto en el Calcolítico y en la Edad del Bronce en el área más al sur del territorio. No será hasta el I milenio a.C. en que se introducirá una agricultura con importantes innovaciones tecnológicas; generalizadas a partir del inicio de su segunda mitad según la mayoría de los autores (Grau Mira y Segura Martí, 2013, 272; Pérez Jordá, 2013). También en época romana, ya desde los primeros años de nuestra Era, se producirán cambios muy importantes en el paisaje.

4.1. DEL EPIPALEOLÍTICO AL MESOLÍTICO. LAS ÚLTIMAS COMUNIDADES CAZADORAS-RECOLECTORAS

Desde el Tardiglacial y el inicio del Holoceno se desarrollan y evolucionan una serie de complejos industriales y culturales que se corresponden con las sociedades epipaleolíticas y mesolíticas. El tránsito entre el Magdaleniense y estas nuevas culturas es difuso, no existen rupturas importantes, al menos en la industria lítica, más bien al contrario se da una evidente continuidad con variaciones menores al menos hasta la introducción del Mesolítico de muescas y denticulados y la posterior evolución hacia el Mesolítico geométrico (Aura y Pérez Ripoll, 1992).

Para la definición de las fases más antiguas son cruciales las aportaciones de Fortea en torno a Cova de les Malladetes (Fortea Pérez, 1973), a las que se han unido los trabajos llevados a cabo en les Coves de Santa Maira en nuestra zona de estudio (Aura Tortosa *et al.*, 2006) y los realizados en diversos yacimientos de las tierras septentrionales del País Valenciano, en la Cova dels Blaus (Casabó, 2001) y en los citados en Villaverde *et al.* (2010). Se definen a partir de la industria lítica dos fases, una final del Paleolítico superior en el XII milenio BP sin calibrar y una fase descrita como Microlaminar (Fortea, 1985) o Epimagdaleniense

(Román, 2009), con una clara componente microlaminar y la práctica desaparición de la industria ósea, que tendría una datación genérica entre el 13,5 y el 12,5 ka cal BP.

La incorporación de elementos líticos de tradición “sauveterroide” constituye una evolución hacia un nuevo complejo industrial entre el 12 y el 10,2 ka cal BP, bien documentado a partir de estudios llevados a cabo en Tossal de la Roca y les Coves de Santa Maira entre otros (Cacho *et al.*, 1995; Aura Tortosa *et al.*, 2006).

A partir del estudio de Tossal de la Roca se documenta un cambio significativo a mediados del X milenio cal a.C., cuyo resultado es la configuración de las industrias del Mesolítico de muescas y denticulados. El punto de inflexión se da a partir del 9,5 ka cal BP (datación obtenida en la Peña del Comptador). Con fecha posterior se documenta también en les Coves de Santa Maira, el Collao (o Collado), Casa Corona y Arenal de la Virgen en el Alto Vinalopó. Se extendería hasta el 8,6 ka cal BP, aunque existen evidencias algo más tardías, como la del Arenal de la Virgen, donde se extendería hasta el 8,2 ka cal BP (Fernández López de Pablo *et al.*, 2008).

Tras este momento se desarrolla un nuevo complejo cultural caracterizado por la incorporación y el predominio de las armaduras geométricas trapezoidales. Se trata de la Fase A o Cocina I del Mesolítico geométrico o tardenoide, caracterizada en la Cueva de la Cocina, en razón del predominio de trapezoides fabricados a partir de soportes laminares fragmentados mediante la técnica del microburil, y que tuvo su desarrollo entre el 8,6 y el 8,0 ka cal BP. A este periodo le sucede la Fase B o Cocina II, entre el 8,0 y el 7,6 ka cal BP, caracterizada a su vez por el predominio de los triángulos, en particular los de espina central o tipo Cocina (Pascual Benito y García Puchol, prensa). Finalmente Fortea (1973) propuso la existencia de una Fase C, ya contemporánea con la presencia en tierras valencianas de los primeros neolíticos, que se halla en revisión, y sobre la que apenas existen evidencias que permitan definirla con claridad (Juan-Cabanilles y Martí Oliver, 2007-2008).

Para el Mesolítico reciente se han documentado en el País Valenciano hasta 27 yacimientos (Martí Oliver *et al.*, 2009). Su distribución pudiera estar en función de la intensidad de la investigación en las distintas áreas del territorio, aunque algunos autores defienden que tanto las concentraciones como los vacíos demográficos responden a estrategias de ocupación del territorio más que a deficiencias en la investigación (Martí Oliver *et al.*, 2009). Para este periodo aportan secuencias extensas la Cueva de la Cocina y les Coves de Santa Maira. El resto de yacimientos entra en la categoría de pequeñas cavidades y abrigos, y establecimientos al aire libre, con una conservación deficiente del registro estratigráfico, ya que frecuentemente son verdaderos palimpsestos. Se sitúan en una gran diversidad de ambientes geográficos y ecológicos, incluyendo valles de montaña, elevaciones litorales y próximas a grandes llanos, llanos fluviales y humedales interiores y litorales, siempre en las inmediaciones de recursos hídricos (barrancos, ríos, fuentes, marjales, lagunas, etc.), en relación con la potencialidad de los recursos bióticos / económicos de subsistencia que ofrecen.

4.1.1. La ocupación de las Comarcas Meridionales Valencianas

Los datos sobre la evolución interna del Epipaleolítico microlaminar y sauveterroide no permiten tener una visión clara de la ocupación y la territorialidad de estas comunidades.

En el área la evolución interna del Epipaleolítico microlaminar sólo ha podido ser matizada en sus extremos: Un horizonte antiguo, más magdalenense en les Coves de Santa Maira y Tossal de la Roca, y otro reciente que incorpora elementos sauveterroides en Tossal; entre ambos se sitúan conjuntos indeterminados, como el del Barranc de l'Encantada (García Puchol *et al.*, 2001) y el de la Cova Sant Martí en el Medio Vinalopó (Torregrosa Giménez *et al.*, 2004).

El Mesolítico se inicia como vimos con los asentamientos con muescas y denticulados en diversos puntos del territorio meridional valenciano, Peña del Comptador, les Coves de Santa Maira y el Collao, en las montañas y valles de las comarcas del norte del área de estudio (la Marina Alta y Baixa, les Valls d'Alcoi, e incluso la Safor), y Casa Corona y Arenal de la Virgen en el Alto Vinalopó.

Algunos autores han propuesto que una diferencia entre el Epipaleolítico y el Mesolítico es la generalización de los enterramientos en los yacimientos más recientes. Los asentamientos suelen incluir restos humanos en estas fases, es el caso del Collao, les Coves de Santa Maira, Tossal de la Roca, Peña del Comptador, Mas Gelat y Casa Corona (Aura Tortosa *et al.*, 2009, Fernández López de Pablo *et al.*, 2014), lo que pudiera estar en relación con un crecimiento de la población y el incremento de la territorialidad de estos grupos, ya que los enterramientos son interpretados como prácticas simbólicas de apropiación del espacio (Aura, 2001).

La comparación de las fechas calibradas de algunos de los yacimientos más relevantes del Mesolítico en las *montañas y valles* del norte del área permiten visualizar el desarrollo temporal de este periodo (Aura Tortosa *et al.*, 2006). Existe cierta continuidad entre el 11,8 y el 8,5/8,1 cal BP, con dos eventos de vacío intermedios y uno final, previo a la llegada de las comunidades neolíticas. Estas fases de vacío y discontinuidades son características en la ocupación del territorio en toda la península Ibérica (Juan-Cabanilles y Martí Oliver, 2007-2008), que quedó establecida en el transcurso de la Fase A del Mesolítico reciente. Aun dentro de los territorios ocupados, los grupos aparecen acantonados en determinados espacios que pueden variar en el tiempo.

En esta zona los hiatos se producen entre el 11,05 y el 10,75 ka cal BP, el 10,15 y el 9,75 ka cal BP. La ocupación mesolítica culmina entre el 8,5 y el 8,1 ka cal BP, coincidiendo en parte con la pulsación árida que supuso el evento climático del 8,2 ka cal BP (Ver capítulo sobre el Holoceno). A partir de este periodo no conocemos evidencias de ocupación de cazadores-recolectores en la zona norte. No obstante, los datos son todavía endebles, ya que aunque esta relación con el evento árido ha sido propuesta en Tossal de la Roca y l'Abriç de la Falguera, y ahora también en Benàmer, todavía desconocemos las consecuencias que este evento y fases de activa morfogénesis pudieron tener sobre la formación y conservación de los yacimientos de esta edad, en muchos casos situados al aire libre (Martí Oliver *et al.*, 2009). Así, la falta de registro arqueológico del Mesolítico más reciente en el sector, pudiera ser consecuencia del abandono de este territorio, pero también ser el resultado de la falta de preservación de las secuencias arqueológicas.

Al respecto existen hipótesis que vinculan este hiato con una reducción significativa o incluso la desaparición de las comunidades cazadoras-recolectoras de estos valles en

relación con la estructura de ocupación poco densa arriba descrita (Juan-Cabanilles y Martí Oliver, 2002, entre otros). Frente a ello algunos autores defienden una hipótesis contraria, en relación con su interpretación del Arte Rupestre Levantino, tan extendido en este territorio, como una expresión mesolítica contemporánea a los primeros asentamientos neolíticos (Villaverde Bonilla *et al.*, 2009, 197); lo que necesariamente conllevaría su presencia en la zona en esa época y la pérdida de los registros arqueológicos por procesos postdeposicionales vinculados con la activa morfogénesis. Con todo, parece claro que las hipótesis mejor fundamentadas son las que defienden que en este territorio septentrional la ocupación finaliza en torno a esa época, en el marco de la Fase A del Mesolítico reciente.

En las tierras del valle del Vinalopó, en el territorio que hemos dado en llamar *llanos y piedemontes*, en las que apenas hay evidencias de ocupación epipaleolítica si exceptuamos la Cova Sant Martí de Agost en el Medio Vinalopó (Torregrosa Giménez *et al.*, 2004), se produce una continuidad en la ocupación desde el Mesolítico de muescas y denticulados hasta prácticamente el inicio del Mesolítico geométrico Fase B, en particular en el Alto Vinalopó. Se obtienen aquí las dataciones más recientes para ocupaciones de cazadores-recolectores en torno al 8,1 y el 7,8 ka cal BP, que a diferencia de en el territorio de *montañas y valles* habrían perdurado algunos siglos más, siendo las más tardías las de la cueva del Lagrimal y Casa Corona (Fernández López de Pablo *et al.*, 2013).

A pesar de todo lo expuesto, resulta, como ya dijimos, difícil establecer rupturas en el poblamiento y las formas económicas entre el final del Pleistoceno y el Holoceno medio (Aura Tortosa *et al.*, 2009), y es posible que la información disponible esté sesgada por la conservación parcial del registro arqueológico.

4.1.2. Territorialidad

La explotación planificada de los territorios de caza se remonta al Tardiglacial y combina formas de caza sobre macro y mesomamíferos con atención a recursos de pequeño tamaño (Pérez y Martínez, 2001). Existen pruebas que relacionan los asentamientos de la costa con los de valles interiores, que los arqueólogos interpretan como una percepción integral de los distintos entornos que conforman un territorio ya en el Epipaleolítico (Aura, 2001). La existencia de asentamientos de esta fase en las divisorias de aguas que desde los valles de la Marina Alta dan paso a les Valls d'Alcoi, es el caso de la Cova d'En Pardo, y la presencia de restos de peces marinos y litorales en Tossal de la Roca y les Coves de Santa Maira, serían evidencias de estos rasgos territoriales, que se afianzarán en las siguientes fases (Aura Tortosa *et al.*, 2006).

Durante el Mesolítico reciente los yacimientos reflejan un grado de planificación de las formas de explotación de cada entorno aún mayor. En tierras valencianas el sistema de asentamiento ha sido descrito como una combinación de patrones de movilidad logística y residencial (Martí Oliver *et al.*, 2009). De nuevo les Valls d'Alcoi y la franja litoral son los ejes fundamentales de vertebración del territorio.

Se han propuesto áreas estables de ocupación por parte de estas comunidades de un diámetro de en torno a los 25/35 km lineales, que pondrían en relación sectores litorales con asentamientos del interior. Estas distancias, más o menos flexibles, permitirían una

segura circulación entre ambos entornos y nuevas formas de gestión de los recursos (Aura, 2001). Este modelo explica la complementariedad que se observa en los distintos yacimientos de un área, articulados a partir de corredores naturales. Los datos arqueozoológicos de Tossal de la Roca sitúan la caza como actividad principal, del ciervo en primavera y de la cabra en verano y otoño (Cacho *et al.*, 1995). En les Coves de Santa Maira la documentación de espáridos, anguilas y restos de mejillones permite plantear una relación con enclaves litorales ocupados en invierno, además de observarse prácticas de secado y ahumado de carne, que podrían indicar su preparación para el transporte (Fernández López de Pablo *et al.*, 2011 citando a Aura Tortosa *et al.*, 2006). Esta información extrapolada ha llevado a proponer la frecuentación de la montaña media en las estaciones menos rigurosas y la ocupación de las llanuras litorales durante las estaciones más frías del año.

En concreto, y por ejemplo, se ha sugerido a modo de hipótesis la existencia de en torno a 15 grupos locales en tierras valencianas, adaptando su distribución a los corredores naturales; configurando un grupo en torno al Collao, yacimiento litoral, que incluiría Benàmer en su área de influencia (Martí Oliver *et al.*, 2009, Fig. 11). Frente a ello, los investigadores de este último yacimiento propusieron un modelo territorial continental para el yacimiento, en el que se alternarían los asentamientos de media montaña en verano y primavera, con la ocupación del llano en otoño e invierno. Propuesta que surge a semejanza del modelo totalmente continental propuesto para yacimientos ubicados en medios lacustres del Alto Vinalopó, como Casa de Lara en Villena o y el recientemente estudiado Arenal de la Virgen (Fernández López de Pablo *et al.*, 2011), aun reconociendo la abundancia de gasterópodos marinos y las posibles coincidencias cronoculturales entre los yacimientos de Benàmer y el Collao (Jover Maestre *et al.*, 2011, 323-325). Rasgos que también han sido reconocidos en otros estudios, como el llevado a cabo sobre los moluscos de la Cueva de la Cocina (Pascual Benito y García Puchol, prensa).

4.2. EL NEOLÍTICO. LAS PRIMERAS SOCIEDADES PRODUCTORAS Y TRANSFORMADORAS DEL MEDIO

La aparición de las primeras comunidades neolíticas en las comarcas meridionales valencianas forma parte de un proceso de difusión de las actividades productivas (agricultura y ganadería) y los complejos culturales a ellas asociadas, que abarca todo el mundo mediterráneo. Se inicia con los cambios en los modos de vida, con la sedentarización y la domesticación de animales y vegetales, entre el 10,00 y el 8,00 ka BP no calibrado en el Próximo Oriente, y en su posterior expansión, a través del Mediterráneo, hasta la península Ibérica (Martí Oliver, 2007). El crecimiento y difusión territorial de estos modos de vida en Europa y el Mediterráneo es el resultado de los procesos de segmentación y fisión que conlleva la dinámica de las comunidades neolíticas. El aumento de las fuerzas productivas, las limitaciones impuestas por el propio sistema productivo y las contradicciones internas generadas estarían según algunos autores en la base de su expansión (García Atiénzar, 2009). Proceso que podría responder en nuestras tierras a una dinámica de carácter démico, colonial o de pionerismo, tal vez con un modelo difusionista dual o de dualidad cultural (Zilhão, 1997; Martí Oliver, 2008). Una expansión arrítmica con acelerones y parones en función de los condicionantes físicos y poblacionales (Guilaine, 2000).

Los neolíticos aparecen en la península inicialmente en pequeños núcleos geográficos, con formas de vida plenamente neolíticas (Martí Oliver y Juan-Cabanilles, 2014), ocupando zonas litorales, corredores naturales y cuencas interiores próximas, como resultado de una colonización marítima (Zilhão, 1993). En el área de estudio ocupan desde el 7,6 ka cal BP aproximadamente el territorio que hemos dado en llamar *montañas y valles* de las comarcas septentrionales: la Safor, la Marina Alta, parte de la Marina Baixa, les Valls d'Alcoi (el Comptat y el norte de l'Alcoià) incluyendo los valles de Penàguila, Barxell-Polop, Agres y Sarga.

Los criterios de elección del patrón de asentamiento para los primeros neolíticos se basan en factores económicos, en la necesidad de disponer de recursos suficientes para minimizar el riesgo de fracaso en una economía productiva de subsistencia. Se seleccionan las mejores tierras para la producción agrícola (Bernabeu Aubán, 1996). Pero además se ha propuesto que uno de los rasgos determinantes para la ocupación de un territorio es la ausencia de grupos cazadores-recolectores, y como ya vimos el vacío en este área parece haber alcanzado 400 años (Fernández López de Pablo y Gómez Puche, 2009).

Se ha planteado que la Fase C del Mesolítico reciente pudiera ser en parte el resultado de contactos interculturales de los cazadores-recolectores mesolíticos con los productores neolíticos, en un procesos de aculturación activa (Juan-Cabanilles y Martí Oliver, 2002). El Arte Rupestre Levantino sería para algunos investigadores, como ya vimos, una respuesta cultural a estos contactos de los cazadores-recolectores, aunque como también vimos, no existe registro arqueológico que sustente esta hipótesis, y parecen haber pruebas suficientes al respecto de la datación de este arte como posterior al Arte Macroesquemático, plenamente neolítico (Hernández Pérez y Martí Oliver, 2000-2001).

Estos contactos se podrían haber dado en todo caso una vez las comunidades agrícolas trascendieron el territorio ocupado en las primeras fases y se expandieron durante el Neolítico epicardial, hacia el interior, fuera de nuestra área de estudio, y hacia el sur, el Alto Vinalopó, donde se habían desarrollado sociedades mesolíticas más tardías.

Se ha sugerido también procesos de aculturación pasiva, a través de la asimilación de los reducidos grupos mesolíticos frente a la expansión demográfica y territorial que conllevan las nuevas formas de vida. No en vano se han descrito como estos grupos se van acantonando progresivamente en respuesta a la expansión neolítica (Juan-Cabanilles y Martí Oliver, 2002, 64). No existiría de facto en este modelo la necesaria adopción de formas de vida, que son más exigentes a corto plazo, por parte de grupos humanos cazadores-recolectores.

A pesar de lo expuesto, y como ya vimos, la Fase C no está del todo bien definida y es posible que este contacto no se produjera, al menos en tierras meridionales valencianas, ya que el abandono de los asentamientos de Fase B del Alto Vinalopó es anterior a la llegada de las comunidades neolíticas. Apoyan esta hipótesis los estudios de ADN llevados a cabo hasta ahora, que establecen una clara separación genética entre miembros de ambas sociedades (Fernández López de Pablo *et al.*, 2013).

Cronología y territorio

La ocupación pionera del territorio valenciano que dará forma al Neolítico cardial, centrada en las *montañas* y *valles*, se inicia con la presencia de asentamientos litorales y de media montaña, con aprovechamientos diversificados, no sólo agropecuarios, sino también de recolección y caza (Guilaine, 2000; García Atiénzar, 2009). Estos primeros yacimientos se asocian a un horizonte precardial que se ha puesto en relación con facies cerámicas impresas italianas. Son asentamientos breves y de bajo impacto en el medio datados en torno al 7,6 ka cal BP. Es el caso de una de las fases del Barranquet d'Oliva (Esquembre Bebia *et al.*, 2008), donde se documenta una ocupación con aprovechamientos bromatológicos. Parece darse en la Cova de les Cendres, aunque mal documentado estratigráficamente, dada la proximidad cronológica de estos grupos con los plenamente cardiales (Bernabeu *et al.*, 2011). Tal vez es el caso del nivel VIII inferior de la Cova d'En Pardo, donde se ha descrito la presencia de hogares muy antiguos con restos de fauna exclusivamente salvaje (Soler Díaz *et al.*, 2013). También se habría documentado en Cova Fosca de Vall d'Ebo y Mas d'Is (García Borja *et al.*, 2011).

Los grupos pioneros dan lugar en un breve periodo de tiempo al desarrollo de una cultura que tiene su expresión en la cerámica en las formas impresas cardiales. Se trata del **Neolítico cardial antiguo** (Neolítico IA), que no van más allá del 7,0 ka cal BP (Juan-Cabanilles y Martí Oliver, 2002).

Desde las primeras fases la ocupación del territorio es plena, con un modelo de poblamiento aldeano disperso, basado en unidades de producción familiares nucleares y autosuficientes, con un volumen de población limitado. Ocupan las tierras fértiles de los fondos de valle y las zonas próximas a humedales con asentamientos al aire libre orientados al desarrollo de una agricultura intensiva (Pérez Jordá, 2013), de huerta, azada y barbecho (vegecultura). Se aprovechan las cuevas para el hábitat y para actividades pecuarias, aunque de baja intensidad (García Puchol y Aura Tortosa, 2006), y también, en ocasiones, para usos rituales.

Se trata de sociedades con estructuras igualitarias y centros de agregación social, en particular en cavidades tales como Cova de l'Or (Martí Oliver *et al.*, 1980; Martí Oliver y Hernández Pérez, 1988) o Cova de la Sarsa (García Borja *et al.*, 2011), y abrigos rupestres con representaciones de arte Macrosquemático (entre los que destaca el Pla de Petracos), verdaderos santuarios en relación con la apropiación simbólica del territorio (García Atiénzar, 2009). También se han propuesto otros al aire libre, como en el caso del Mas d'Is (Bernabeu Aubán y Orozco Köhler, 2014).

Esta fase está presente en yacimientos tales como Cova de les Cendres (niveles X/IX), Mas d'Is (VIb y VIa), Cova d'En Pardo (niveles VIII) o Benàmer (fase Benàmer II), siempre en el marco del llamado *territorio cardial*, que coincide con el territorio ocupado por el arte Macrosquemático (García Atiénzar, 2009, 196) y nosotros hemos dado en llamar *montañas y valles*.

La cultura cardial evoluciona hacia nuevos modelos con un incremento demográfico a partir del 7 ka cal BP. Cambios que en la cerámica se expresará en la reducción de las cardiales frente a las incisas y las impresas no cardiales, el llamado periodo **Neolítico**

epicardial (Neolítico IB, 5150 - 4800 a.C.)¹. En el territorio surgen nuevos asentamientos en áreas no ocupadas del *territorio cardial*, como por ejemplo un incremento de los asentamientos en el paraje de les Punes (donde se ubica el Mas d'Is), y con una mayor continuidad de los asentamientos (Molina Hernández, 2001). Se documenta en el nivel VII de Cova d'En Pardo y el nivel VIII de Cova de les Cendres entre otros.

Se produce además la colonización, por primera vez, de nuevas áreas, al norte y al sur de este territorio, en lo que García Atiénzar (2009) denomina *territorio pericardial*, previamente ocupado por mesolíticos Fase B, ahora abandonado. Se hace con un modelo similar al original de baja densidad, con asentamientos al aire libre en zonas de gran potencial biótico que permite diversificar los recursos disponibles, con unidades autosuficientes y con probables vínculos familiares. El desplazamiento se produce primero hacia el Alto Vinalopó, y luego a la cabecera del Montnegre y el resto del valle del Vinalopó. Ocupan humedales (Casa de Lara y Arenal de la Virgen de Villena y las covachas del Fontanal, junto a la marjal d'Onil), terrazas bajas de cursos fluviales (Leuda y Calle Colón de Novelda o l'Alcúdia d'Elx, junto al Vinalopó), zonas litorales próximas a sistemas de restinga-albufera (Tossal de les Basses d'Alacant y Cova de les Aranyes del Carabassí o la Bernarda en la depresión meridional) y cavidades con usos asociados a la caza y en menor medida a la ganadería y prácticas rituales (Cova Serreta la Vella, Cova dels Calderons o la Cova de Sant Martí, está última ya en la fase subsiguiente – Torregrosa Giménez *et al.*, 2004).

Iniciado el V milenio cal a.C. continúan los procesos de expansión en un contexto cultural ya **postcardial**, en el que predominan las cerámicas decoradas con la técnica de peinado (Neolítico IC, entre el 4900/4800 y el 4500/4400 a.C.), Aparecen nuevos asentamientos en el territorio cardial (por ejemplo l'Alt del Punxó, Camí de Missena, con lo primeros silos documentados, o el mismo Benàmer), y se reafirma la ocupación fuera del territorio cardial (Tossal de les Basses d'Alacant, también con silos, y en la Macolla en el Alto Vinalopó). Se documenta en los niveles VI y V de Cova d'En Pardo, en los niveles VII-VI de Cova de les Cendres y la ocupación del Tossal de les Basses, por ejemplo.

Los cambios en el patrón de asentamiento coinciden con el abandono del uso ritual de Cova de la Sarsa y Cova de l'Or, pasando esta última a ser un redil (García Borja *et al.*, 2011; Badal *et al.*, 2012). En otras cuevas se produce el mismo fenómeno de especialización (Iborra Eres y Martínez Valle, 2009), también en Cova d'En Pardo (Soler Díaz, 2012), en relación con la intensificación de las actividades ganaderas y con modificaciones en su distribución en el territorio que conllevarán una mayor presión sobre las laderas y cambios relevantes en la cubierta vegetal (Vernet *et al.*, 1987; Badal *et al.* 2012).

A partir del IV milenio cal a.C. se produce la plena ocupación de los llanos y cambios culturales expresados en un nuevo repertorio material. Se inicia el Neolítico medio o Neolítico II (entre el 4500 y el 2800 a.C.). Comienza con la introducción de las cerámicas con decoración esgrafiada (Neolítico IIA hasta el 3900 a.C.) y continúa con el Eneolítico

¹ Por comodidad, adoptamos a partir de aquí la referencia del inicio de nuestra era en las dataciones, siempre calibradas.

o Calcolítico con cerámicas lisas (Neolítico IIB). Este periodo supone la consolidación del sistema económico agrícola y ganadero, que muestra una variación en el modelo de explotación agraria, pasando a desarrollarse, según algunas propuestas, una agricultura extensiva en la totalidad del territorio.

Los cambios en el patrón de asentamiento, así como en el ritual funerario (enterramientos colectivos) serían indicadores de la dinámica interna de estas comunidades. En el *territorio cardial* surgen los poblados concentrados, a modo de aldeas rodeadas de cultivos, con fosos (como elemento delimitador o asociado a una gestión diferente de los ganados) y se generalizan las estructuras de almacenamiento, tipo silo, cuya capacidad supera las necesidades alimenticias de la comunidad. Es el caso de Benàmer y de Niuet y les Jovades (Bernabeu Aubán *et al.*, 1993; Bernabeu y Pascual Benito, 1998). La adaptación a un sistema productivo agrícola más extensivo conllevaría la reducción del número de especies de cereales cultivadas, eligiendo las más óptimas (Pérez Jordá, 2013) y se ha propuesto que se expande el uso del arado tirados por bóvidos (Pérez Ripoll, 1999). Se trata de un modelo semicultor, con rotación de cultivos y barbecho sobre los mismos suelos. Desde cerca del 3700 a.C. se inicia lo que se ha dado en llamar la *conquista del secano* que permite un incremento de la producción a partir de un incremento de la superficie cultivada (Bernabeu, 1995, 57; Bernabeu y Pascual Benito, 1998). El crecimiento demográfico ya no se apoya en la segmentación sino en el incremento de la presión sobre el medio. Por otro lado, en el territorio cardial se abandonan los usos ganaderos de las cuevas redil, que pasan a ser, en ocasiones, cuevas de enterramiento colectivo, a partir del primer Eneolítico o Calcolítico (ca 3800-3500 a.C.), es el caso de la Cova d'En Pardo.

Fuera de este territorio los asentamientos son dispersos y menos estables, siguen ocupando zonas de elevada productividad agraria y mantiene un modelo mixto, en el que la caza y la recolección son relevantes (Arenal de la Virgen, Casa de Lara y la Macolla en Villena, Benàmer, la Torreta-Monastil, la Illeta dels Banyets, etc.). Con todo, a partir del 3,8 ka BC se inicia un proceso de consolidación y crecimiento demográfico que se refleja en el aumento de enclaves, momento para el que se han documentado cerca de cuarenta asentamientos en la cuenca del Vinalopó (Guilabert *et al.*, 1999). Las cavidades conservan el uso pecuario, la generalización de las inhumaciones múltiples será posterior, en el Eneolítico pleno (3500-3000 a.C.), como por ejemplo en Cueva del Lagrimal (Soler Díaz, 2002). Es al final de este periodo el momento cuando se ocupó el Camino del Río en el llano de Monforte del Cid.

La extensión del uso funerario de las cuevas, entre la segunda mitad del IV y gran parte del III milenio a.C. (García Puchol *et al.*, 2010), indicaría para muchos autores territorialidad y necesidad social de delimitar el espacio, en relación con la propiedad de la tierra, medio de producción fundamental en el marco de la estabilización del hábitat. Para algunos autores pudiera ser también un rasgo de diferenciación social, junto con la aparición de las estructuras de almacenamiento, que conllevan un control de los excedentes por parte de grupos privilegiados (Bernabeu *et al.*, 2006; Bernabeu Aubán y Orozco Köhler, 2014). Estos rasgos parecen indicar la existencia de linajes que gestionan el trabajo productivo y la distribución, dando lugar a la apropiación y a la distinción social. Ello estaría en relación con el desarrollo de la cultura de los Millares en el sureste, donde los procesos de asimetría social se dan desde el último tercio del IV milenio a.C., y

serviría de marco a los procesos que se darán en el Horizonte Campaniforme de Transición y en la Edad del Bronce. Con todo, hay autores que opinan que las prácticas funerarias colectivas, con grupos homogéneos según el modelo neolítico, indican que las comunidades siguen siendo el sujeto político y económico (Lull *et al.*, 2013). Incluso otros mantienen la hipótesis de que en las tierras valencianas los procesos de disimetría social no se producirán hasta el Bronce Pleno en las zonas meridionales de influencia argárica, y hasta el Bronce Tardío en el Valle del Vinalopó (García Atiénzar, 2009).

El III milenio a.C. supuso la culminación de un proceso socioeconómico iniciado con la expansión agraria del milenio anterior. En su primera mitad, en los momentos antiguos del ciclo campaniforme (del 2800 al 2350 a.C.), se introducen en los contextos funerarios ídolos y productos exógenos, metal y marfil entre otros, que llegan a la comunidad por medio de intercambios comerciales y que parecen otorgar prestigio a determinados grupos, según el primer modelo de diferenciación social propuesto. En el poblamiento se producen cambios relevantes como la aparición de los primeros asentamientos de hábitat en zonas elevadas, en aparente contradicción con un retorno puntual, durante el último tercio del III milenio a.C. a una agricultura intensiva (Pérez Jordá, 2013). Son yacimientos en altura los situados en torno a la sierra de Mariola (la Mola d'Agres entre otros -López Padilla, 2006) y en las comarcas más meridionales (les Moreres del Bajo Vinalopó, Tabaià y el Monastil del Medio Vinalopó, y Puntal de Carniceros y Peñón de la Zorra del Alto Vinalopó). En particular el último yacimiento citado posee murallas y terrazas en un momento tardío (García Atiénzar, 2014), anunciando un modelo de hábitat que se generalizará en la Edad del Bronce. Aunque se documentan asentamientos que prolongan claramente las características del modelo anterior, como es el caso del Arenal de la Costa (Bernabeu *et al.*, 1994), de varios yacimientos en les Valls d'Alcoi, y de Casa de Lara y l'Alcúdia d'Elx, entre otros, en el valle del Vinalopó (López Padilla, 2006; Molina Mas y Ortega Pérez, 2010).

La cerámica campaniforme y los artesanos capaces de fabricarla circulan por una extensa área, en relación con la expansión a gran escala de las redes de comunicación. Son objetos de gran valor social, considerados como elemento de prestigio y utilizados por las comunidades y/o las élites locales incipientes para ritos de agregación, comensalidad y consumo de bebidas alcohólicas.

Esta nueva sociedad, heredera de la calcolítica, constituye la base de la sociedad argárica de la Edad del Bronce que tendrá su desarrollo a lo largo del II milenio a.C. en las tierras del Bajo Segura y Bajo Vinalopó, y el enclave de l'Illeta dels Banyets en el Camp d'Alacant. En el resto del territorio se producirá una clara ruptura entre estos asentamientos y los subsiguientes, representantes del llamado Bronce Valenciano (López Padilla, 2006).

4.3. LA EDAD DEL BRONCE. LA OCUPACIÓN COMPLETA DEL TERRITORIO

A los inicios del II milenio a.C. se produce un significativo cambio en los patrones de poblamiento. Efectivamente, el **Bronce Pleno** (desde el 2300 hasta el 1600/1550 a.C.) supone la plena ocupación del territorio. Los asentamientos superan los 300 en las comarcas meridionales valencianas y ocupan todos los ámbitos geográficos (Hernández Pérez, 2001). Coincidiendo con ello, el hábitat abandona de manera definitiva los llanos,

y salvo en contadas excepciones se desplaza a laderas y cimas, lugares estratégicos y de amplia visibilidad. Se generalizan las murallas, las casas se edifican con muros de piedra trabada con barro y enlucidas, y las viviendas y demás espacios del hábitat se construyen sobre superficies aterrazadas; lo que supone una de las primeras transformaciones antrópicas de gran impacto del medio natural, en este caso de la geometría de las laderas.

La economía se basa en la agricultura cerealista de secano (trigo y cebada) y cabañas de ganado, fundamentalmente ovicaprinos. La generalización de las transformaciones del territorio tiene un impacto en el medio natural relevante. El control de esta producción por parte de las élites sociales permite establecer la jerarquización social; ya sea en el marco del Bronce Valenciano en las comarcas de montaña centromeridional, muy matizada; en el del Bronce argárico en el Bajo Segura y Bajo Vinalopó, muy pronunciada en el contexto de una estructura política y económica del territorio muy desarrollada; o en el Valle del Vinalopó, zona de influencia argárica, singularizado del primero por la presencia de cerámicas de mayor calidad, marfil y plata (Hernández Pérez, 2009-2010). Destacan los asentamientos de Mas de Menente, Mola d'Agres y Mas del Corral en les Valls d'Alcoi; los de San Antón, Laderas del Castillo, Cabezo Pardo, Pic de les Moreres, Tabaià, Promontori d'Aigua Dolça i Salà, Caramoro I, además del enclave litoral de la Illeta dels Banyets en el marco del territorio argárico; y la Horna, Lloma Redona en el Medio Vinalopó, además de los bien conocidos del Alto Vinalopó (Hernández Pérez *et al.*, 2009; Hernández Pérez, 2009-2010; Hernández Pérez y López Padilla, 2010)

El estudio del poblamiento del gran municipio de Villena en el Alto Vinalopó, donde se han excavado o excavan los yacimientos de Cabezo Redondo y Terlinques, muestra que durante el Bronce Pleno se identifica “*un patrón de distribución (del hábitat) agrupado en torno a los asentamientos de mayor tamaño, que se implantan de modo uniforme en el territorio*” (Jover Maestre y López Padilla, 1999). Es decir, se ocupa el territorio de forma ordenada ante la necesidad de defender, proteger y asegurar la tierra y el resto de los recursos.

En el **Bronce Tardío**, en la segunda mitad del II milenio a.C., se observa una reestructuración del espacio ocupado coincidiendo con el colapso de la cultura argárica. La población parece concentrarse en asentamientos de mayor tamaño y desaparecen la mayor parte de los pequeños poblados. Los yacimientos están abiertos a las tierras que los rodean, sin murallas. Es el caso de la Horna, Portitxol y Tabaià en el Medio Vinalopó. El yacimiento más relevante es el Cabezo Redondo en Villena, en el que parece concentrarse el control de gran parte del territorio, al menos del valle del Vinalopó y el valle del Montnegre, y que tienen en el yacimiento de la Illeta dels Banyets un asentamiento dependiente, un punto de intercambios comerciales con el Mediterráneo. Las evidencias parecen revelar que el yacimiento es un centro redistribuidor asimétrico, en el que un grupo dominante se apropia de los excedentes de las comunidades campesinas del entorno que controla (Jover Maestre y López Padilla, 2004, 299). Este gran poder se expresa en la concentración de tesorillos de oro documentados en este yacimiento y puestos en relación con el impresionante tesoro de Villena (Hernández Pérez, 2009-2010). Su desarrollo tendría su origen en las transformaciones sociales de los momentos finales de la cultura del Argar, en su excepcional posición geográfica, estratégico cruce de caminos, y en un entorno privilegiado con abundancia de agua, sal y pastos, que permitió

el desarrollo de la ganadería, probable fuente principal de riqueza (Hernández Pérez, 2009-2010).

En el tránsito al **Bronce Final** ya iniciado el I milenio a.C., entre el siglo XI y el VIII a.C., se produce una reordenación de los patrones de ocupación. Desaparece el gran yacimiento de Cabezo Redondo, se reocupan antiguos asentamientos, como en el caso de la Mola d'Agres, continúan otros, como Tabaià, y surgen nuevos, algo más tardíamente, como es el caso de Penya Negra / necrópolis de les Moreres, Caramoro II, algunos asentamientos en el llano de Crevillent o los Saladares en las tierras interiores del Segura más meridionales (González Prats, 2000; González Prats y Ruiz Segura, 2000; García Borja *et al.*, 2007; Trelis Martí *et al.*, 2004; Arteaga y Serna, 1979/1980). Se trata de yacimientos que poseen espacios de habitación construidos con materiales endebles, aunque en Caramoro II se identifican estructuras defensivas en piedra (García Borja *et al.*, 2010).

Los datos arqueológicos sugieren una intensificación agrícola y un aumento demográfico sin evidencias de jerarquización en la organización del territorio, al menos en el norte. Se produce un auge de la producción metalúrgica, incluso en las zonas más septentrionales, alejadas del antiguo mundo argárico, que hasta ahora no había tenido una metalurgia relevante. Se crean nuevas redes de intercambio y comercio, y se intensifican las preexistentes. Relaciones y actividades que serán aprovechadas por las élites para afianzar su posición social.

Parece existir una mayor concentración de población en las comarcas del Vinalopó y en el Bajo Segura que en les Valls d'Alcoi (Mola d'Agres, Cabeçó de Mariola y Puig d'Alcoi - Hernández Pérez, 2005), y se observa un amplio vacío en las comarcas litorales de las Marinas y Camp d'Alacant, aunque es necesario citar en estas áreas los enterramientos de Cova d'En Pardo (Soler Díaz *et al.*, 2012b), los asentamientos de Cap Prim y el entorno de Xàbia (Esquembre Bebia y Simón García, 2001), algunas evidencias en la necrópolis de les Casetes (García Gandía, 2009) y en el Tossal de les Basses² (Rosser *et al.*, 2003). Así, si mientras en el Bronce Tardío el valle del Vinalopó fue protagonista de los procesos culturales y económicos, en el Bronce Final parecen ser de nuevo las tierras del corredor meridional las que adquieren protagonismo. Aquí la sociedad aparece consolidada y con desigualdad de acceso a los recursos, y con unas élites capaces de acumular e intercambiar bienes.

Los cambios en los asentamientos de Penya Negra y los Saladares a partir del siglo VIII/VII a.C., con la aparición de casas ortogonales con zócalos de piedra, así como los cambios en los ritos funerarios, revelan transformaciones socioeconómicas y culturales profundas que hay que poner en relación con el asentamiento de los primeros núcleos de grupos de comerciantes mediterráneos de origen fenicio en la desembocadura del río Segura. Las redes de intercambio de bienes preexistentes propiciarán la intervención directa de comerciantes mediterráneos desde el Bajo Segura a partir de ese momento, dando así inicio a una serie de cambios culturales que conllevará la formación de las sociedades de la Edad de Hierro (Lull *et al.*, 2013).

² Publicado como Cerro de las Balsas.

4.4. LA EDAD DEL HIERRO. CAMBIOS TECNOLÓGICOS EN LA PRODUCCIÓN AGRARIA

Efectivamente, las relaciones con las culturas orientales, a partir del asentamiento de comerciantes mediterráneos en el litoral meridional, darán lugar a cambios muy importantes en las sociedades. Nuevos procesos culturales en los que los contextos locales evolucionan a partir del detonante, el catalizador, que constituye la presencia activa de estos grupos exógenos en el territorio. La resultante es una manifestación cultural particular en el tiempo y diversa en el espacio que llamamos período ibérico.

Esta primera fase es el **Hierro antiguo**, aunque con frecuencia ha sido llamado “período orientalizante”, dada la importancia de estos agentes mediterráneos y sus colonias en los procesos económicos y culturales. Entendiendo colonias como espacios de relación, polos de intercambio, en los que participan los grupos de comerciantes de diversas procedencias y los grupos indígenas (Vives-Ferrándiz, 2005). En nuestro caso la Fonteta de Guardamar desde el siglo VIII a.C. (González Prats y Ruiz Segura, 2000; Rouillard *et al.*, 2007) y posiblemente Cabezo Pequeño del Estany (García Menárguez y Prados Martínez, 2014) como asentamiento previo.

Además del surgimiento de estos nuevos poblados en el litoral meridional, se mantienen los antiguos, de carácter marcadamente indígena, los Saladares y Penya Negra, y es posible que en relación con este último, el Monastil, que ejerce el control de paso en el valle del Medio Vinalopó, y el Castellar, con una función similar sobre el Alto Vinalopó.

En las *montañas y valles* el poblamiento, menos denso que en la depresión meridional y el valle del Vinalopó, se concentra en torno a los ejes de comunicación con la clara voluntad de sus dirigentes de ser partícipes de los nuevos sistemas de intercambio con el Mediterráneo. Se trata de enclaves elevados, incipientes *oppida*, tales como Covalta o Cova Alta, el Puig d’Alcoi, la Serreta, el Pitxòcol y el Xarpolar, tal vez también el Cabeçó de Mariola y la Mola d’Agres (Vives-Ferrándiz, 2005), que ejercen como lugares centrales de territorios concretos, con la concentración de población, de fuerzas de trabajo y su control por parte de los grupos dominantes (Grau Mira, 2013). También hay yacimientos en llano dependientes de estos enclaves que ordenan un paisaje agrario y que han sido interpretados como expresión de un proceso de intensificación de la producción agrícola a partir de la puesta en cultivo de un amplio espacio agrario (Martí y Mata, 1992, 112; Grau Mira, 2000-2001). En el litoral se levantan diversos asentamientos claramente vinculados con el comercio marítimo. Es el caso de l’Alt de Benimaquia en la Marina Alta, en la que por primera vez se documenta la producción de vino local, y la necrópolis de les Casetes y la de Poble Nou en la zona de la Vila Joiosa en la Marina Baixa, vinculada sin duda a un asentamiento con importante presencia de comerciantes mediterráneos, y algunos asentamientos menores descubiertos en trabajos de prospección (el Portixol de Xàbia y Altea la Vella).

En el **Ibérico antiguo**, del 550/525-450/425 a.C., surgen nuevas estructuras territoriales. Se abandona los asentamientos de Penya Negra y la Fonteta, que ostentaban el poder y el control del comercio en la fase anterior en gran parte del territorio. En el área del último surge el asentamiento del Oral, con gentes de tradición púnica, posiblemente procedentes de la Fonteta, y algo más tarde Cabezo Lucezo. Estos yacimientos, situados a ambos

lados de la desembocadura del río Segura, son expresión de un poblamiento denso en la depresión meridional, incluyendo el gran núcleo de l'Alcúdia d'Elx, que controlará este territorio desde este momento, y el asentamiento costero de la Picola a él vinculado. Esta densidad de población desciende en el Medio Vinalopó y la Foia de Castalla y es más baja en el Alto Vinalopó (Moratalla, 2005) y en el resto del territorio.

En este periodo se consolidan las relaciones de dependencia, jerarquía y las desigualdades que caracterizaran a la sociedad ibérica, y se inicia la introducción de importantes innovaciones tecnológicas, con grandes transformaciones económicas. Se consolida una alfarería propia, a torno (iniciada en el s. VII a.C.), se desarrolla la metalurgia del hierro, y los intercambios pasan a estar controlados por agentes locales. En relación con ello surgen los grandes almacenes (la Illeta dels Banyets -Olcina, 2009- y la Bastida de les Alcusses -Bonet y Vives-Ferrándiz, 2011), se desarrollan los grandes sistemas viarios para carros, y aparecen los primeros signarios asociados a actividades de producción e intercambio (Vives-Ferrándiz, 2015). Se introduce el molino rotatorio y se inicia una intensificación de los aprovechamientos agrarios comerciales con producciones extensivas de secano, el uso generalizado del arado de hierro y el desarrollo del cultivo frutícola. Se sustituye el vino foráneo por la producción propia, predominante desde el siglo V a.C., y en relación con ello, se multiplican los lagares y almazaras en los yacimientos. Transformaciones tecnológicas que conllevan cambios significativos en el medio físico.

El cultivo arborícola es muy relevante, ya que supone una producción diferida a medio plazo que exige una garantía absoluta sobre el control de la tierra. Al respecto, las necrópolis y los programas escultóricos (es el caso de los conjuntos escultóricos monumentales de las Agualejas), vienen a confirmar que las élites locales hereditarias poseen el control de la producción agropecuaria y de la actividad comercial. Poder que expresan a través de ritos de representación en el territorio.

La dinámica interna de las sociedades ibéricas a lo largo del **Ibérico pleno** (450-237 a.C.), será muy compleja, con varias y sucesivas crisis y fases de cambio. Es el caso de las crisis al final de los siglos V y IV a.C., que afectan a la organización del territorio y las estructuras de poder y dan paso a nuevas fases socioeconómicas y culturales.

Tras la primera crisis, a principios del siglo IV a.C., se consolidan las sociedades ibéricas, con un poblamiento denso y ordenado de todo el territorio (Moratalla, 2005), y la intensificación de los cambios tecnológicos arriba descritos. El asentamiento y el alfar de la Illeta dels Banyets son ejemplo de ello. Se afianza el modelo de *oppida*, asentamientos fortificados, en ocasiones elevados, que controlan el territorio agropecuario de su entorno (la mayor parte de los citados anteriormente). Al menos a partir del siglo IV a.C. parecen documentarse los primeros abancalamientos agrícolas en abanicos aluviales y glacis de moderada pendiente, que buscan crear superficies agrícolas de baja inclinación, es el caso del Ramblar de la Font de la Figuera (López Serrano y Valero Climent, 2010) y en la Cala de Finestrat (Espinosa, 2013). Modificaciones en el paisaje agrario de un gran impacto en estos sistemas geomorfológicos.

Las convulsiones de finales del siglo IV a.C. suponen nuevos cambios, transformaciones importantes externas e internas, coincidiendo con el surgimiento de un nuevo poder aristocrático

a partir del siglo III a.C. Desaparece la cerámica griega en el comercio, sustituidas por producciones campanienses, y ciertos asentamientos hasta ahora importantes (es el caso de el Puig d'Alcoi, Cabezo Lucero y la necrópolis del Molar).

4.5. ÉPOCA ROMANA. LA ORDENACIÓN DEL PAISAJE AGRARIO

En el siglo II a.C. tienen inicio los procesos de aculturación romana y se documentan evidencias de resistencia identitaria ante el poder exógeno que va consolidándose, es el comienzo del **periodo Ibero-romano**. El impacto de la segunda guerra púnica y la ocupación romana sobre el territorio es patente en el País Valenciano con profundos cambios socioeconómicos y territoriales (Bonet, 1995; Grau Mira y Rueda Galán, 2014). El área meridional, incluyendo el Medio Vinalopó, parece perder peso demográfico (desaparece por ejemplo la Escuera y decae Tossal de Manises), hasta llegar a tasas similares a las del Bronce Final; en contraste, el resto del territorio objeto de análisis crecen significativamente (Moratalla, 2005). Existen dudas fundadas sobre la ocupación de l'Alcúdia ibérica para parte del siglo III y casi la totalidad del II a.C., y es que no parece existir registro estratigráfico ni evidencias materiales (Tendero Porrás *et al.*, 2014). Sí parece haber una continuidad del lugar como espacio de enterramiento, al menos desde el siglo IV a.C. Estos autores plantean como hipótesis la existencia de una ciudad romana surgida *ex novo* hacia finales del siglo II a.C. o a principios del siglo I a.C., integrada en un plan de ocupación del territorio más amplio y de la mano de los intereses de Roma.

La romanización es un largo y complejo proceso de interacción entre la población indígena y la cultura y el estado romano, en el que las ciudades y las redes de comunicación, las vías, son muy relevantes. A finales del siglo I a.C. se inicia el periodo de **Alto Imperio**. Periodo durante el que se producen profundas transformaciones en la estructura agraria. Aparecen en este momento las primeras villas, unidades de explotación rural, que tendrán su desarrollo durante esta fase. Pero no será hasta el siglo I d.C. cuando se introduzcan los mayores cambios en las formas de organización del territorio (Molina Vidal, 2002).

En este periodo se consolida el control político sobre las tierras valencianas y se implanta el modelo romano de explotación del territorio, articulado en torno a las ciudades. Se abandonan las antiguas ciudades ibéricas y surge un sistema de ciudades en torno a la vía augusta, eje estratégico construido con la finalidad de garantizar las comunicaciones terrestres entre el litoral mediterráneo peninsular y Roma.

Tras la consolidación del control político sobre las tierras valencianas, con la constitución de las colonias de *Dianium* e *Ilici* en l'Alcúdia d'Elx y el municipium de *Lucentum* en Tossal de Manises en época augustea, y más tarde en *Allon*, se inician procesos de centuriación y transformación de grandes zonas, hasta entonces marginales, incluyendo la introducción de sistemas de regadío, tales como los que se dan en el llano de Elx o en el de Monforte del Cid (zona de las Agualejas).

Roma debió reorganizar los territorios del sur de la Comunidad Valenciana, situando a la nueva colonia de *Ilici* en un llano fértil, sobre la antigua ciudad ibérica y junto a la nueva vía que comunica los territorios del norte con la importante ciudad de *Carthago Nova*. Existen claros elementos en el registro arqueológico que

apuntan a un “alto índice de romanidad” desde el inicio del nuevo asentamiento urbano a finales del s. I a.C. (Tendero Porrás *et al.*, 2014, 211), donde tendrá cabida la creación de unas producciones ibéricas pintadas excepcionales cargadas de simbología tanto indígena como romana o itálica (Ronda y Tendero, 2014), que podrían ser indicadores culturales de una población de carácter mixto en la que quedarían integrados en la misma ciudad, además de los contingentes foráneos –probablemente itálicos–, los grupos ibéricos locales.

Durante los siglos I y II d.C. se intensifican los procesos de romanización y se produce uno de los incrementos de la presión humana sobre el medio más relevantes, junto a los procesos descritos entre los siglos V y IV a.C.

El **Bajo Imperio** viene definido por el inicio de una crisis global en el mundo romano a partir del año 235 d.C., expresada en la inestabilidad política y la debilidad económica, que provocó el abandono de las ciudades de época del Alto Imperio, pero también conllevó una potenciación de nuevos espacios rurales ocupados por las antiguas élites urbanas, que se convierten en lugares de residencia y centros de actividad económica. Proceso ampliado por los efectos del impulso que supuso entre otras medidas de Diocleciano, la regulación fiscal, instaurada a finales del siglo III d.C., que otorgó a los terratenientes la función de recaudar impuestos (Fernández Ochoa *et al.*, 2004). Estos procesos, documentados en el Monastil, Petraria, Casa Ferrer y las villas de los Baños y de la Agualeja en Monforte, conllevaron posiblemente un cambio en la explotación del territorio que debe ser confirmado por más datos arqueológicos (Molina Mas, 2015).

Con todo, las ciudades, aunque en retroceso demográfico y económico, se mantuvieron activas. En *Ilici*, como en otras ciudades valencianas a lo largo del siglo III a.C., se cegó parte del sistema de cloacas y se reconstruyó la muralla. En este y en el siguiente siglo la ciudad mantuvo una fluida relación comercial con el norte de África, sin perder el contacto con las metrópolis europeas.

El tránsito del siglo V al VI d.C. es el lapso de tiempo en el que se fecha el abandono generalizado de las villas, en particular en el territorio de *Ilici* (Frías Castillejo, 2010, 192) y que marca el fin de la prosperidad económica rural romana, puesta de manifiesto también con el cese de la actividad del *Portvs Ilicitanvs* (Márquez Villosa, 1999, 104). Una causa, quizá la principal, sería la inestabilidad y el temor que venían suscitando las noticias sobre las incursiones germánicas, influyendo en que gran parte de la población tomara la decisión de abandonar el campo y buscar amparo en ciudades cercanas o en nuevos asentamientos en altura.



Fig. 4.1. Yacimientos epipaleolíticos y mesolíticos citados en el texto. Base cartográfica: Institut Cartogràfic Valencià.



Fig. 4.2. Yacimientos neolíticos citados en el texto. El área delimitada se corresponde con el territorio llamado cardial. Las flechas indican la dirección de la expansión en el Neolítico epicardial. Base cartográfica: Institut Cartogràfic Valencià.



Fig. 4.3. Yacimientos del HCT (en rojo) y de la Edad del Bronce citados en el texto. Base cartográfica: Institut Cartogràfic Valencià.



Fig. 4.4. Yacimientos del Bronce final (rojo) y del Hierro antiguo (negro) citados en el texto. Base cartográfica: Institut Cartogràfic Valencià.



Fig. 4.5. Yacimientos de época ibérica (negro) y de época romana (rojo) citados en el texto. Las Agualejas incluyen los yacimientos ibéricos del Arenero y el Camino del Río, los yacimientos iberorromanos de EDAR y Camino del Río, y los yacimientos romanos de la villa de la Agualeja y de la villa de los Baños. Base cartográfica: Institut Cartogràfic Valencià.

5. PALEOCLIMA Y PALEOAMBIENTE HOLOCENO. ESTADO DE LA CUESTIÓN

5.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo hacemos un repaso por los estudios paleoclimáticos y paleoambientales del Holoceno que servirán de marco y referencia en nuestra investigación. En este primer apartado presentamos de manera somera el clima del Holoceno como periodo climático con rasgos propios y abordamos la singularidad de los estudios paleoambientales y la gran variedad de aproximaciones posibles. En el segundo apartado profundizaremos en el conocimiento de las características climáticas globales del Holoceno y su especificidad en la península Ibérica. En el tercero presentamos algunos estudios paleoambientales llevados a cabo en medios sedimentarios de nuestro interés. Finalmente abordamos en el análisis de las investigaciones llevadas a cabo en torno a las complejas relaciones entre medio natural y sociedades humanas. Con ello pensamos se completa el conjunto de capítulos dirigidos a enmarcar las investigaciones gearqueológicas que constituyen el corpus de esta Tesis.

5.1.1. El clima cambia

El clima es una variable inestable a escala temporal en la historia del sistema terrestre. A finales del siglo XIX se consolidó la teoría de que el clima cambia. A partir del estudio de los paisajes glaciares europeos y más tarde americanos, apoyándose en el uniformismo y el estudio geomorfológico y estratigráfico, se pudo determinar una secuencia esquemática de grandes fases climáticas y ambientales, las glaciaciones, y se demostró que estos cambios son fundamentalmente el resultado de variaciones en la radiación solar que recibe la superficie terrestre por efecto de cambios orbitales (ciclos Milankovitch), junto con otros factores que podemos considerar internos, como la composición de la atmósfera, las dimensiones y la distribución de las masas continentales, y la circulación oceánica y atmosférica, que han actuado amplificando o atenuando su impacto sobre el planeta. Al tiempo los estudios polínicos en el norte de Europa definieron ocho etapas para el Holoceno, que configuraron un modelo paleoclimático ya clásico (von Post, 1924, tomado de Mantén, 1966).

El estudio de estos cambios se extendió a otros medios sedimentarios, tales como las terrazas fluviales y marinas, playas y restingas fósiles, donde se confirmó el modelo de grandes fases climáticas descritas a partir de los estudios glaciares o la secuencia polínica holocena en latitudes medias del hemisferio norte; también a otros elementos del registro fósil, tales como los corales o los restos paleontológicos.

La evidencia de que las sociedades prehistóricas humanas, particularmente en Europa, habían vivido sometidas a condiciones ambientales distintas y cambiantes, y que en muchas ocasiones estos cambios podrían haber sido factores determinantes, o al menos relevantes, en el cambio cultural, convirtió al análisis de esta variable en un elemento fundamental del estudio prehistórico. Así se desarrolló todo un conjunto de métodos o ciencias complementarias en el último cuarto del siglo XX que buscaban la determinación de los rasgos ambientales característicos de cada fase cultural en el medio sedimentario

por excelencia de la época: las cavidades kársticas habitadas en la Prehistoria. La litoestratigrafía, la sedimentología, la palinología y los estudios micro y macrofaunísticos, apoyados en los métodos arqueológicos y de datación absoluta, contribuyeron a construir un modelo de cambio ambiental y cultural cada vez más complejo.

Desde mediados y hasta finales del siglo XX se llevaron a cabo estudios basados en el análisis de testigos de hielo polar y sondeos en sedimentos del fondo oceánico, al tiempo que se desarrollaban nuevos métodos de análisis y datación absoluta; permitiendo conocer el clima pasado con mayor grado de detalle y resolución cronológica y paleoambiental. Ello llevó al descubrimiento de la gran variabilidad que caracterizó el clima cuaternario, al menos en sus fases más recientes (Burroughs, 2005). En particular mostraron una sucesión de estadios basados en los ratios de isótopos de O^{18}/O^{16} que representan periodos más fríos o más cálidos de manera relativa: estadios isotópicos marinos (MIS), a partir de los trabajos de Emiliani (1955). Si las grandes glaciaciones tienen ciclos de 100.000 años separados por más breves fases interglaciares, los estadios alcanzan algunas decenas de miles de años. A su vez, estas etapas se dividieron expresando cada vez mayor complejidad. Avanzado el siglo XX se estableció la presencia de estadiales e interestadiales, y nuevas subdivisiones (*Greenland stadial* o interestadial). Finalmente se pudo determinar la existencia de ciclos de cambio abrupto, con recurrencias de entorno a miles de años, identificados en los sondeos GRIP e interpretados como fases globales de cambio: oscilaciones Dansgaard-Oeschger de atemperamiento, a las que suceden fases de enfriamiento extremo (eventos Heinrich) (Dansgaard *et al.*, 1984). La resultante final es una sucesión compleja de condiciones ambientales, que en las últimas fases glaciares previas al actual interglaciar pudiéramos considerar como caótica, en contraste con el interglaciar holoceno, que posee rasgos, al menos comparativamente, de elevada estabilidad climática. Aunque, como veremos más adelante, no está libre de ciclicidad atenuada (Johnsen *et al.*, 1992; Mayewski *et al.*, 2004).

Las nuevas investigaciones permitieron en esencia deducir secuencias paleoclimáticas derivadas de registros sedimentarios primarios, lo que denominamos *proxies* climáticos que nos permiten conocer rasgos que pueden ser interpretados directamente asociados a las condiciones climáticas del pasado. Se trata de los rasgos químicos resultado de estas condiciones, isótopos estables, elementos traza, moléculas biomarcadoras como las alquenonas, entre otros. A esta transformación se sumó la mejora en los sistemas de datación y análisis, que permitieron obtener registros continuos que fueron estudiados con gran detalle, lo que llamaríamos alta resolución, que hizo posible disponer de series continuas y bien datadas. Ello revolucionó la paleoclimatología que hasta entonces se había basado en registros paleoambientales resultado de procesos biológicos y geomorfológicos, y cuyo objetivo, como en nuestro caso, es conocer aspectos específicos del paleopaisaje, derivados en gran medida de cambios climáticos, pero no de manera directa.

A pesar de ello, los estudios paleoambientales de aproximaciones secundarias tienen su vigencia también en este ámbito, no solo por el interés de conocer la propia dinámica de los sistemas, sino porque los cambios ambientales documentados en registros sedimentarios fiables, como los de hielo polar o sedimentos marinos, deben ser contrastados a nivel regional y local; muy particularmente en aquellos estudios que

pretenden poner en relación los cambios climáticos y ambientales con la dinámica de las sociedades y culturas humanas, los geoarqueológicos, que deben ceñirse obligatoriamente a contextos arqueológicos en sentido amplio.

5.1.2. El Holoceno

El actual interglaciar comenzó hace 11,7 ka (kiloaños, miles de años, calibrados siempre que no se exprese lo contrario) (Walker *et al.*, 2009) con una mejora de las condiciones de temperatura respecto a fases previas.¹ Globalmente su clima ha tenido variaciones poco relevantes en cuanto a la temperatura y algo más significativas en cuanto a la humedad (Wanner *et al.*, 2008). La evolución de sus rasgos ha seguido una tendencia más o menos continua en relación con cambios orbitales de bajo rango del planeta, que habrían afectado a la cantidad de radiación solar recibida y por tanto a la energía calorífica disponible, particularmente en verano. A comienzos del Holoceno, la precesión equinoccial, uno de los factores de forzamiento orbital vinculado a los ciclos Milankovitch, determinó que el hemisferio norte recibiera un 8% más de radiación estival que en la actualidad, desencadenando el derretimiento de las masas de hielo continental y oceánica que ocupaban gran parte de las latitudes más altas (Roberts, 2013).

Más allá de esta tendencia general muchos estudios hablan de una variabilidad climática de bajo rango de recurrencia en el Holoceno. Se han documentado breves y relevantes periodos de enfriamiento / aridez, cambios que se superponen de manera cíclica a la evolución del periodo con recurrencias de en torno a un milenio. Han sido descritos como eventos, desencadenados en pocas decenas de años (Bond Events) o cambios climáticos rápidos (RCC), para distinguirlos de los cambios climáticos abruptos (ACC) que caracterizan la última fase glacial (Bond *et al.*, 1997 y 2001; Bianchi y McCave, 1999; Mayewski *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2005).

5.1.3. Los estudios paleoambientales: medios sedimentarios, registros y métodos de estudio

Entendemos condiciones ambientales como el conjunto de condiciones bióticas y abióticas dominantes en un espacio y en un tiempo dado. Esto incluye el clima, el soporte geológico, las formas del terreno, los suelos, la fauna y la vegetación, la actividad humana, etc., además de sus múltiples interacciones e interdependencias. La reconstrucción paleoambiental se basa en el análisis de las evidencias almacenadas en archivos naturales y antrópicos, interpretadas con las técnicas disponibles en la actualidad.

Los registros sedimentarios constituyen la clave para conocer el clima y el paleoambiente del pasado. Al análisis geomorfológico de los medios sedimentarios y el análisis estratigráfico, hay que sumar las técnicas de análisis y los sistemas de datación. Un aspecto importante a tener en cuenta es que el registro paleoambiental es siempre fraccionario, debido en parte a que no todas las condiciones ambientales son reflejadas por los archivos. Algunos medios sedimentarios son más favorables que otros para la conservación, como los fondos marinos, los fondos lacustres continentales y litorales, los

¹ El episodio cálido que comenzó tras la finalización del último periodo glacial fue denominado Holoceno por primera vez por Gervais (1867-1869). Término adoptado por la IGC en 1885 para referirse a una época que forma parte del Periodo Cuaternario (Gibbard *et al.*, 2005).

espeleotemas kársticos o el hielo. Podemos clasificarlos como *continuos*, registros con alta resolución para un periodo de tiempo largo. Estos conservan además registros / archivos con un óptimo potencial de análisis de los rasgos climáticos pasados, lo que hemos llamado *proxies* primarios (Roberts *et al.*, 2011a). Existen otros medios discontinuos, que sólo han registrado uno o pocos eventos separados por hiatos temporales largos, es el caso de los medios glaciares, fluviales, aluviales, de ladera, de rellenos detríticos kársticos, tobas y travertinos, edáficos y eólicos. Estos nos permiten conocer *proxies* geológicos, sedimentarios y biológicos del pasado para la reconstrucción de los paleoambientes *per se*, y en relación con las variaciones climáticas y la acción humana. A diferencia de los *proxies* primarios, nos ofrecen respecto al clima evidencias indirectas, por ello los llamamos secundarios.

El objetivo general de los estudios paleoambientales es averiguar los procesos ocurridos y las condiciones ambientales responsables de los mismos, así como establecer la fiabilidad de las señales y los archivos analizados. Las aproximaciones pueden abordarse a diversas escalas, que van desde lo macro a lo micro, desde las formaciones geológicas y geomorfológicas, pasando por los tipos de sedimentos y suelos, hasta el estudio de sus propiedades o de los denominados registros invisibles (señales geoquímicas orgánicas, isótopos estables y firmas químicas inorgánicas, fitolitos y polen entre otros muchos). Las herramientas de análisis son, a su vez, extraordinariamente numerosas y la investigación puede abordarse desde gran cantidad de factores y parámetros; incluso es posible y deseable obtener una integración razonable de varios de estos factores para una buena reconstrucción, lo que en la moderna investigación se denomina *multiproxy*, que permiten aproximaciones más complejas y mejor fundamentadas (Pérez-Sanz *et al.*, 2011 y 2013; Morellón *et al.*, 2012).

Las señales pueden ser de muy diverso tipo: geomorfológicas, sedimentarias, edáficas, bióticas, geoquímicas u otras. Las disciplinas que abordan el análisis se pueden agrupar en (i) ciencias de la tierra: la geomorfología, la sedimentología, la estratigrafía, la geología, la edafología, la micromorfología y la geoquímica; (ii) estudio del registro fósil y subfósil: la palinología, la antracología y otros registros botánicos (microcarbones, fitolitos, diatomeas, dendroclimatología, etc.), la paleontología y la micropaleontología, entre otros. Aproximaciones que con frecuencia aparecen agrupadas en torno a medios sedimentarios particulares y que se desarrollan como disciplinas específicas, es el caso de la paleolimnología (Martín-Puertas *et al.*, 2008 y 2009, en combinación con series marinas en Martín-Puertas *et al.*, 2010, y trabajos en la revista *Journal of Paleolimnology*) o el de la paleohidrología (Stokes *et al.*, 2012; Cordier *et al.*, 2014). En la Tabla 5.1 se recogen algunos ejemplos de publicaciones paleoambientales, también paleoclimáticos, preferentemente de la península Ibérica y del Mediterráneo occidental y para periodos cuaternarios recientes.

MEDIOS PROXIES	Algunas publicaciones relevantes
Sondeos marinos	Cacho <i>et al.</i> , 2001; Frigola <i>et al.</i> , 2007; Matrat <i>et al.</i> , 2007; Combourier Nebout <i>et al.</i> , 2009; Farmer <i>et al.</i> , 2008; Fletcher <i>et al.</i> , 2010 y 2013; Nieto-Moreno <i>et al.</i> , 2011
Mixtos	Martín-Puertas <i>et al.</i> , 2010; Moreno <i>et al.</i> , 2012; García-Alix <i>et al.</i> , 2013
Sondeos lagunares	Martín-Puertas <i>et al.</i> , 2012; Glaciares (Sánchez Goñi y Hannon, 1999; López-Merino <i>et al.</i> , 2011; Pérez-Sanz 2011 y 2013; Oliva <i>et al.</i> , 2011; Pèlachs <i>et al.</i> , 2011; García-Alix <i>et al.</i> , 2012; Jiménez-Moreno y Anderson, 2012; Jiménez-Moreno <i>et al.</i> , 2013; Oliva y Gómez Ortiz, 2012; Tarrats <i>et al.</i> , 2014); kársticos (Carrión <i>et al.</i> , 2001a y b, y 2003; Martín-Puertas <i>et al.</i> , 2008 y 2009; Moreno <i>et al.</i> , 2008; Currás <i>et al.</i> , 2012; Morellón <i>et al.</i> , 2008, 2009 y 2011; Barreiro-Lostres <i>et al.</i> , 2013); Endorreísmo cuaternario, salinos o playa-lake (Carrión <i>et al.</i> , 2007; Davis y Stevenson, 2007; González-Sampérez <i>et al.</i> , 2009; Gutiérrez <i>et al.</i> , 2013); Tectónicos (Pons y Reille, 1988)
Espeleotemas kársticos	Domínguez-Villar <i>et al.</i> , 2008; Martín-Givelet <i>et al.</i> , 2011; Bartolomé <i>et al.</i> , 2012; Moreno <i>et al.</i> , 2013
Anillos de los arboles	Büntgen <i>et al.</i> , 2011
Sistemas travertínicos	Lozano <i>et al.</i> , 2012; Rico-Herrero <i>et al.</i> , 2013; Arenas <i>et al.</i> , 2014
Corales y vermétidos	Frank <i>et al.</i> , 2009 y Copard <i>et al.</i> , 2012 en el Atlántico norte; Kershaw <i>et al.</i> , 2005 en Grecia
Glaciares	Oliva <i>et al.</i> , 2008, 2011 y 2014; Gómez Ortiz <i>et al.</i> , 2012; Ruiz-Fernández <i>et al.</i> , 2013
Isótopos estables en restos biológicos	Yanes <i>et al.</i> , 2011 y 2013a, b y c; Aguilera <i>et al.</i> , 2011 y 2012; Murelaga <i>et al.</i> , 2012
Biomarcadores en turbas	Arboleya <i>et al.</i> , 2013; López-Días <i>et al.</i> , 2013
Paleoedafología	Martínez Cortizas <i>et al.</i> , 2000 y 2005; Silva-Sánchez <i>et al.</i> , 2014; Tallón-Armada <i>et al.</i> , 2014
Fluviales / aluviales	Benito <i>et al.</i> , 2008; Carmona y Ruiz, 2011; Wolf 2013a y b; Macklin <i>et al.</i> , 2006; Uribelarrea y Benito, 2008; // Calmel-Avila, 2000; Calmel-Avila <i>et al.</i> , 2009; Sancho <i>et al.</i> , 2008; Silva <i>et al.</i> , 2008; Constante <i>et al.</i> , 2010 y 2011; Bastida <i>et al.</i> , 2013; Gómez-Paccard <i>et al.</i> , 2013;
Ladera	Peña-Monné, 1996; Guterrez-Elorza y Peña Monné, 1998; Peña Monné <i>et al.</i> , 2004 y 2005; Pérez-Lambán <i>et al.</i> , 2014
Rellenos detríticos y antrópicos cársticos	Hoyos, 1979 y 1994; Hoyos y Laville, 1982 y Hoyos y Aguirre, 1995; Fumal 1995; Cacho Quesada <i>et al.</i> , 2001; Verdasco, 2001; Jordá Pardo <i>et al.</i> , 2011; Bartolomé <i>et al.</i> , 2013; Martínez-Pillado <i>et al.</i> , 2014; Oliva-Urcia <i>et al.</i> , 2014; Bergadà, 1997 y 1998; Bergadà <i>et al.</i> , 2000 y 2009; Bergadà <i>et al.</i> , 2013
Registros botánicos en contexto arqueológico	Grau, 1990; Vernet <i>et al.</i> , 1983; Badal, 1994; Badal, 1995; Dupré, 1995; Carrión Marco, 1999 y 2005; Badal <i>et al.</i> , 2003; Badal <i>et al.</i> , 2013
Paleontología y micropaleontología	López-García <i>et al.</i> , 2014; Rofes <i>et al.</i> , 2013a y b; Guillem Calatayud <i>et al.</i> , 1999
Eólicos continentales	Borja Barrera y Pérez-González, 2001; Bernat Rebolal y Pérez-González, 2005 y 2008; Desir <i>et al.</i> , 2003; García Hidalgo <i>et al.</i> , 2002 y 2007; Fernández López de Pablo <i>et al.</i> , 2011
Eólicos litorales	Borja <i>et al.</i> , 1999; Goy <i>et al.</i> , 1996 y 2003; Zazo <i>et al.</i> , 1994, 2006 y 2011;

Tabla 5.1. Algunas publicaciones paleoclimáticas y paleoambientales relevantes ordenadas por los ambientes sedimentarios analizados.

Los bioindicadores estarían constituidos, además de por los arriba citados, por los más comunes estudios palinológicos y de foraminíferos, por los de diatomeas (Berner *et al.*, 2008; Scussolini *et al.*, 2011; Vegas-Vilarrubia *et al.*, 2013), cocolitos (Giraudeau *et al.*,

2000) y dinoflagelados en sondeos marinos, las algas carófitas que informan sobre la temperatura del agua y el nivel relativo de los lagos, los quironómidos, macroinvertebrados bentónicos de aguas dulces y sus larvas en medios lagunares, y otros insectos y coleópteros sensibles a los cambios de temperatura y humedad (Morellón *et al.*, 2012). Los microvertebrados y micro y macro mamíferos aportan información sobre los rasgos del medio en registros detríticos kársticos. Los estudios dendrológicos y de corales pueden aportar información paleoambiental en latitudes más altas o bajas que las mediterráneas. Más útiles han resultado los estudios de carbones, en particular los antracológicos (Grau Almera, 1990; Badal *et al.*, 1994; Carrión Marco, 2005), los de microcarbones y los carpológicos. Por otro lado, la geoquímica orgánica analiza compuestos orgánicos (moléculas biomarcadoras) en medios marinos (Cacho *et al.*, 2001), en turba o sedimentos (Arboleya *et al.*, 2013), con apoyo de la cromatografía de gases y la espectrometría de masas.

Desde la geoquímica inorgánica (fluorescencia de rayos X y microscopía electrónica entre otros métodos) es posible conocer la ratio entre isótopos estables o entre elementos traza. Respecto a los primeros destacan los estudios del exceso de Deuterio (dD); la relación entre isótopos de oxígeno O¹⁸ y O¹⁶ en el hielo, en el gas atmosférico atrapado en el hielo, en las conchas de foraminíferos u ostrácodos, en sedimentos marinos o lagunares y en espeleotemas (Fensterer *et al.*, 2013); o las ratios de C¹³ y C¹⁴ en conchas o restos vegetales (Aguilera *et al.*, 2011 y 2012; Yanes *et al.*, 2011 y 2013a, b y c; Colonese *et al.*, 2013). Permite conocer también la temperatura y la humedad atmosférica. Aspectos relacionados con la radiación solar se pueden analizar a través de los nucleídos cosmogónicos (Be¹⁰ y C¹⁴) en sedimentos lagunares (Martín-Puertas *et al.*, 2012).

Respecto a los elementos traza, son buenos ejemplos los estudios de las ratios entre elementos químicos, es el caso de Mg/Ca a través de *Globigerina bulloides* (Farmer *et al.*, 2008), de las relaciones Si/Al, Ti/Al, K/Al, %K (Frigola *et al.*, 2007) o entre V/Al, Cs/Al, Ni/Al, Zn/Al (Nieto-Moreno *et al.*, 2011), siendo la última referida a la presencia de arenas eólicas. También sigue siendo relevante la determinación de los procesos edáficos, a través de los elementos traza que pueden ser puestos en relación a través de análisis estadísticos multivariable, por ejemplo a través del método de componentes principales (Tallón-Armada *et al.*, 2014) y de la presencia de carbono orgánico (TOC en Oliva-Urcia *et al.*, 2013; LOI, pérdida de densidad por ignición en Silva-Sánchez *et al.*, 2014) y otros rasgos geoquímicos en los paleosuelos. A su vez son relevantes la mineralogía (Bastida *et al.*, 2013) y la petrología (Navarro-Hervás *et al.*, 2014, en sedimentos lacustres; -Martínez-Pillado *et al.*, 2014, en espeleotemas; Benito *et al.*, 2008, en sedimentos fluviales SFD), la morfoscopía y los estudios texturales ya sea con el método mecánico o laser (Oliva *et al.*, 2011). Desde la geofísica se recurre a la susceptibilidad magnética como herramienta para determinar procesos sedimentarios y condiciones ambientales (Oliva-Urcia *et al.*, 2014).

La datación de los procesos

Los métodos de datación numérica han avanzado de manera significativa, permitiendo obtener fechas de formación de los depósitos sedimentarios con altos grados de certidumbre y elevada resolución. Los métodos, fundamentalmente radiométricos, son variados. En los estudios paleoclimáticos y paleoambientales es frecuente el uso del

Carbono 14, que con los métodos de calibración² y el uso del espectrómetro de masas con aceleradores de partículas (AMS), permite dataciones holocenas de gran calidad. Otros sistemas radiométricos son los relacionados con la desintegración del uranio. Es el caso del U-Th comúnmente utilizada para determinar la edad de materiales formados por carbonato de calcio, tales como espeleotemas o corales, o el Pb 210 y el Cs 137 para sedimentos lacustres (Benoit y Rozan, 2001; Luque Marín, 2003). La termoluminiscencia TL y luminiscencia óptica estimulada, OSL e IRSL, es útil para la datación de sedimentos aluviales y eólicos ricos en feldespato y cuarzo con textura arenosa (Fernández Mosquera y Sanjurjo Sánchez, 2008). También es frecuente el uso de la dendrocronología (Hughes, 2002), pero no en la península Ibérica. En alguna ocasión se ha utilizado la racemización de aminoácidos en conchas (Arenas *et al.*, 2014).

Por otro lado son muy relevantes las dataciones relativas derivadas del registro arqueológico. Un método barato y fiable que ha atraído a muchos cuaternaristas del Pleistoceno superior y el Holoceno al ámbito de la geoarqueología.

5.2. EL CLIMA HOLOCENO

5.2.1. Generalidades

El actual interglaciar es el periodo de clima más estable y cálido de la historia reciente del planeta, con amplitudes en la temperatura relativamente pequeñas en latitudes altas y variaciones en las precipitaciones algo mayores en latitudes bajas / tropicales (Dansgaard *et al.*, 1989; Alley *et al.*, 1993 y 2005; Mayewski *et al.*, 2004; Wanner *et al.*, 2008).

De forma sintética los estudios a escala global sugieren la existencia de un óptimo climático térmico cálido en el Holoceno inferior y medio³, y un progresivo enfriamiento posterior, a partir del umbral del 5,0 ka cal BP. Se ha documentado en el océano Atlántico Norte un descenso de la temperatura superficial marina que responde al descenso de la insolación en la fase llamada Neoglaciar (Telesiński *et al.*, 2013). Más complejo parece determinar el comportamiento de las temperaturas en las áreas continentales. Podemos proponer su progresivo aumento ya avanzado el Holoceno inferior o temprano, un óptimo termal en el Holoceno medio y un sutil descenso en el Holoceno superior o tardío, aunque en particular en el Mediterráneo y otras zonas de latitudes medias / bajas, parece, en contraste, observarse una ligera tendencia al calentamiento (Cacho *et al.*, 2010). Sí que se observa variaciones más relevantes en el balance hidrológico a nivel global (Cohen, 2003). Parece existir una clara evolución hidrológica hacia condiciones más secas desde condiciones húmedas (Davis *et al.*, 2003), aunque estos cambios parecen haberse producido en diferentes fases, con cierto grado de retardo, en latitudes como las mediterráneas (Fletcher y Sánchez Goñi, 2008).

El motor principal de esta evolución es el incremento de la radiación solar estival en el hemisferio norte al inicio del Holoceno y su posterior reducción progresiva, como

² En la calibración se utilizan diversos *proxys* de control: anillos de árboles y otros restos vegetales, espeleotemas, corales, foraminíferos en IndCal09 y IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013). CalPal 2007 utiliza la comparación con dataciones U/Th en los espeleotemas de la cueva de Hulu (China).

³ La terminología utilizada con más frecuencia en inglés para las subdivisiones del Holoceno son *Early*, *Middle* y *Late*, es decir, Temprano, Medio y Reciente. En castellano es más frecuente el uso de inferior, medio y superior (que en inglés sería *Lower*, *Middle* y *Upper*) más ajustado a un modelo cronoestratigráfico (véase al respecto Walker *et al.*, 2012).

resultado de variaciones orbitales. Aunque son muchos y variados los factores que altera la dinámica de los grandes sistemas que controlan el clima terrestre, incrementando o mitigando su efecto. Se trata básicamente de la circulación atmosférica y la oceánica, con rasgos tales como la presencia o no de hielo y agua de deshielo, la convección de aguas profundas y el comportamiento de las corrientes marinas. La interacción compleja de estos factores genera una gran variedad de respuestas en el tiempo (Telesiński *et al.*, 2014). Además, es difícil de establecer tendencias generales, no sólo porque se documentan variaciones espacio - temporales relevantes, sino porque el clima holoceno es, en última instancia, el resultado de una sucesión de fases de cambio rápido, en ocasiones contrapuestas y bruscas, como veremos más adelante.

Sus rasgos han sido bien estudiados en el océano Atlántico y en zonas boreales, ya que son áreas que se han considerado fuente de registros de alta resolución de calidad (Dansgaard *et al.*, 1993), y porque se ha tendido a pensar que su dinámica es determinante en la configuración del clima planetario. Efectivamente, esta área tiene un papel relevante como motor de la circulación termohalina, herramienta fundamental en la transmisión de la energía del planeta, y como motor de los vientos del oeste boreales, a través del fortalecimiento o debilitación de las grandes células climáticas (anticiclón de Azores y Depresión de Islandia), que afectan de manera directa o inducida al clima de todo el hemisferio norte. Es por todo ello que haremos referencia específica a sus rasgos en este primer apartado, aunque no podemos obviar que existen variables extra - noratlánticas, tales como las erupciones volcánicas en latitudes bajas o la dinámica interna del océano Pacífico, que también son relevantes en el clima global.

El inicio del Holoceno se produjo tras una rápida sucesión de fases climáticas al final del Tardiglacial. En los estudios llevados a cabo en la zona noratlántica se pudo determinar que previamente al inicio del Holoceno se había producido un pulso cálido (Bølling-Allerød) entre el 14,6 y el 13,5 ka cal BP (Robinson *et al.*, 2005), asociado al incremento de la insolación estival, que dio lugar a un masivo deshielo de los glaciares en el hemisferio norte. La entrada de agua dulce en el océano derivó en una ralentización o paralización de la circulación termohalina (Keigwin y Boyle, 2000; Balestra *et al.*, 2013), que condujo a un enfriamiento muy brusco hace 12,8 ka cal BP, en el *Younger Dryas* (YD),⁴ durante el cual el planeta volvió a condiciones casi glaciares a lo largo de cerca de 1300 años. Entre el 11,7/11,5 y el 11,0 ka cal BP las temperaturas se recuperaron y se hicieron más suaves, inaugurando así el Holoceno.

Durante la primera fase de deglaciación la elevada insolación estival se vio compensada por el reajuste del sistema hidrológico oceánico. La influencia de la fusión de las capas de hielo en el primer Holoceno fue muy relevante y tuvo un efecto opuesto, retroalimentación negativa, a los cambios orbitales que dieron lugar al incremento de la radiación (Blaschek y Renssen, 2013). La entrada todavía relevante de agua dulce en el Atlántico norte hizo que las temperaturas globalmente fueran todavía frescas. Esta entrada, ya fuera desde los lagos laurentinos o de otras áreas más boreales, se produjo a lo largo de los primeros 5 ka del periodo (Renssen *et al.*, 2009; Carlson *et al.*, 2008), y conllevó un efecto similar al documentado en el YD, haciendo descender la densidad de

⁴ Entre el 14 y el 11,5 ka cal BP (Morales *et al.*, 2012) o el 12,9 y el 11,5 ka cal BP (Alley, 2000).

las aguas y ralentizando o paralizando la corriente termohalina, verdadero motor de transmisión de calor a latitudes altas, en varios momentos de este primer Holoceno. Buen ejemplo de ello es el enfriamiento repentino que produjo la entrada masiva de agua dulce en el océano en el 8,2 (Kaplan y Wolfe, 2006) o entre el 8,9 y el 8,1 ka cal BP según Balestra *et al.* (2013), como resultado del drenaje de los lagos Agassiz y Ojibwa u otras grandes masas de hielo. Tras estos primeros milenios, los cambios climáticos estarán dominados por el decrecimiento de la insolación solar durante el verano boreal.

Entre el 11,7 y el 7,0 ka cal BP la temperatura aumento progresivamente hasta unos 4 grados centígrados de media en zonas boreales, pero apenas varió en latitudes medias y bajas, donde los valores más elevados se alcanzaron entre el 10,0 y el 8,0 ka cal BP (Gagan, 1998; Telesiński *et al.*, 2014). Esta fase coincidió con un retroceso rápido de los glaciares en el hemisferio norte (Davis *et al.*, 2009) y una elevada actividad del monzón en África (deMenocal *et al.*, 2000) y Asia (Zhang *et al.*, 2011), como resultado de un desplazamiento hacia el norte de la ITCZ (*Intertropical Convergence Zone*). Se produjo un incremento de las precipitaciones que extendió los cinturones de bosques templados en Asia y permitió el denominado Periodo Húmedo Africano, que acabó abruptamente en el 5,0 ka cal BP (deMenocal *et al.*, 2000), tras un breve periodo de reducción entre el 8,0 y el 6,0 ka cal BP (McGee *et al.*, 2013).

Desde el 7,0 ka cal BP se establece la moderna circulación oceánica en los océanos nórdicos con un máximo de producción de agua profunda. Su incremento hizo que los vientos del Oeste tuvieran más energía calorífica, aumentando así las temperaturas en Europa (Renssen *et al.*, 2012). Las máximas temperaturas en áreas continentales del hemisferio norte dieron inicio a lo que se denominó *Hypsithermal* o Óptimo Climático del Holoceno (Wanner y Brönnimann, 2012), entendido como un período de calentamiento, que se extendería hasta el 4,2 ka cal BP, aunque la complejidad del periodo y lo poco uniforme del proceso ha llevado a estos investigadores a descartarlo como fase.

Después del 6,0-5,0 ka cal BP se observa una disminución de la insolación (Andersen *et al.*, 2004; Wanner *et al.*, 2008 y 2011, Balestra *et al.*, 2013). Se inicia el enfriamiento de la SST y el aumento relativo de la cubierta de hielo marino (Marchal *et al.*, 2002, Kim *et al.*, 2004; Rimbu *et al.*, 2004). El descenso de la temperatura estival se ha documentado en Norteamérica (Viau *et al.*, 2006) y Europa (Davis *et al.*, 2003; Brewer *et al.*, 2007).⁵ Como ya dijimos, este descenso se consolidó a partir del 4,2 ka cal BP. La ITCZ se desplazó hacia el sur y el monzón de verano en el hemisferio norte se debilitó, incrementándose la aridez continental (Wang *et al.*, 2005). También la región mediterránea sería más seca (Davis *et al.*, 2003). En el Caribe el estudio de isótopos estables en espeleotemas ha permitido determinar que las condiciones de humedad cesan con anterioridad, a partir del 6,0 ka cal BP (Fensterer *et al.*, 2013).

⁵ Los avances neoglaciares en el estado de Washington se documentan ya en el 6,5 ka cal BP con oscilaciones de escala milenaria (Osborn *et al.*, 2012) y a nivel global (Davis *et al.*, 2009). Los glaciares alcanzan su máxima extensión en los Alpes en el LIA (Davis *et al.*, 2009), coincidiendo con un posible incremento de la entrada de aerosoles volcánicos en la atmósfera (Miller *et al.*, 2012).

5.2.2. Oscilaciones climáticas holocenas

Paralelamente a la dinámica general mostrada como representativa del Holoceno, ya hemos comentado que los registros globales y regionales han documentado una serie de fases de cambios climáticos rápidos que se expresarían en un brusco descenso de la temperatura y un incremento de la aridez (Bond *et al.*, 1997; Cacho *et al.*, 2001; Mayewski *et al.*, 2004; Wanner y Brönnimann, 2012).

Los periodos de cambio, intuidos a partir de las series glaciares (Debon y Karlén, 1973) y de los sondeos en el hielo de Groenlandia (O'Brien *et al.*, 1995), fueron confirmados con los estudios de alta resolución temporal en sedimentos de los fondos marinos del Atlántico Norte por medio de la identificación de depósitos de derrubios de cuarzo asociados a los icebergs (*Ice Rafted Debris*, IRD)⁶ intercalados entre los sedimentos pelágicos marinos (Bond *et al.*, 1997 y 2001), y validados a través de registros variados a nivel planetario, sintetizados por Mayewski *et al.* (2004), al menos para los últimos 6 grandes cambios, y por Wanner *et al.* (2011) y Wanner y Brönnimann (2012), entre otros.

Bond y su equipo establecieron la existencia de 9 fases, identificadas con un número árabe desde la más reciente a la más antigua, empezando por la 0, que añadió con posterioridad al modelo (Tabla 5.2). Aunque ya existían términos como Pequeña Edad de Hielo (*Little Ice Age*, LIA) o Periodo Cálido Medieval (*Warm Medieval Period*, WMP o también MCA), para identificar algunas de estas fases ya bien conocidas, la propuesta de Bond pretendía superar las limitaciones geográficas y unificar los criterios de denominación. Fue la constatación de que la duración de los eventos es de varias centenas de años, la que llevó a otros autores a denominarlos RCC (*Rapid Climatic Changes*) de manera genérica sin mayor concreción que la del periodo cronológico al que afectan, que es muy diverso a nivel regional (Mayewski *et al.*, 2004).

Los estudios de Bond *et al.* (1997 y 2001) estimularon la discusión y dieron lugar a un extenso conjunto de publicaciones, en ocasiones ampliando o matizando la serie. Es el caso de un nuevo evento en el Holoceno inferior, entre el 9,8 y el 9,7 ka cal BP (Rasmussen *et al.* 2007), o el del 8,8 ka cal BP, muy localizado en el Ártico (Ebbesen *et al.*, 2007). A partir de los trabajos noratlánticos, la existencia de estos ciclos y eventos has sido postulada en muchas áreas del globo, en particular en Asia, Europa y América del Norte; sin embargo, no se ha encontrado una uniformidad espacio - temporal, ni una sola teoría que explique su formación. Los procesos más contrastados son los cambios en la actividad solar relacionados con cambios orbitales menores a través de las tasas de nucleídos cosmogónicos, C¹⁴ y Berilio 10 (Bond *et al.*, 2001), y la actividad solar (Renssen *et al.*, 2009; Wanner *et al.*, 2011; Martín-Puertas *et al.*, 2012), además de los cambios en la dinámica del agua profunda o circulación termohalina, incluyendo su interacción con el hielo oceánico, y la circulación atmosférica, que incluye la fuerza de los vientos del Oeste en latitudes medias (Magny *et al.*, 2002), el comportamiento de la zona de convergencia intertropical (ITCZ) y el de los monzones en las latitudes bajas (Wang *et al.*, 2013).

⁶ Fueron identificados a través de los porcentajes de determinadas fracciones, concentraciones de cristales volcánicos islandeses o de Jan Mayen y de cuarzos hematíticos del este de Groenlandia, en sendos sondeos marinos.

CBE	RCC	CR
0 (0,5 ka cal BP)	0,5 – 0,15 ka cal BP	0,7 – 0,15 ka cal BP
1 (1,4 ka cal BP)	1,2 – 1,0 ka cal BP	1,75 – 1,35 ka cal BP
2 (2,8 ka cal BP)	3,5 – 2,5 ka cal BP	3,30 – 2,5 ka cal BP
3 (4,2 ka cal BP)	4,2 – 3,5 ka cal BP	4,8 – 4,5 ka cal BP
4 (5,9 ka cal BP)	6,0 – 5,0 ka cal BP	6,5 – 5,9 ka cal BP
5 (8,2 ka cal BP)	9,0 – 8,0 ka cal BP	7,5 ka cal BP 8,6 – 8,2 ka cal BP
6 (9,4 ka cal BP)		
7 (10,3 ka cal BP)		
8 (11,1 ka cal BP)		
<i>Cold Bond Events</i>	<i>Cold Polar/Arid Tropical Rapid Climatic Changes</i>	<i>Cold Relapses</i>
Bond <i>et al.</i> , 1997 y 2001	Mayewski <i>et al.</i> 2004	Wanner <i>et al.</i> , 2011

Tabla 5.2. Eventos o *Rapid Climatic Changes* propuestos en los últimos años.

Los estudios de síntesis a nivel planetario más relevantes son los llevados a cabo por Mayewski *et al.* (2004), Wanner *et al.* (2011) y Wang *et al.* (2013). Los primeros identificaron una sucesión de eventos a intervalos diversos que van desde 2,8-2,0 a 1,5 ka bien documentados en el Atlántico Norte y con una buena correlación cronológica basada en la comparación de las fluctuaciones de los glaciares con los sondeos en hielo y en sedimentos de fondos marinos. Del estudio se deriva la existencia de lo que denominan *Rapid Climate Change* (RCC) para los intervalos observados en los que se produce un cambio relevante, con frecuencia lo suficientemente rápido para ser percibido a escala humana. Surge así un modelo que incluye las fluctuaciones 9,0-8,0 / 6,0-5,0 / 4,2-3,8 / 3,5-2,5 / 1,2-1,0 y 0,6-0 ka cal BP, que aunque no pretende ser acabado ni completo, ofrece un marco útil para abordar la variabilidad climática holocena. Para sus autores, los RCC no son homogéneos en todas las regiones y su impacto es variable, aunque si asumen que los descritos tienen relevancia global.

La más extensa y severa interrupción se produjo entre el 9,0 y el 8,0 ka cal BP, en una época en la que todavía había grandes masas de hielo en el hemisferio norte. En el Atlántico norte se identifica como un evento corto y efímero de enfriamiento en el 8,2 ka cal BP (Alley y Ágústsdóttir, 2005), que se percibe en latitudes altas como frío, con avance de los hielos en el Atlántico norte y en los glaciares en Norteamérica y Escandinavia; así como el fortalecimiento de la circulación atmosférica en el Atlántico Norte y Siberia. En latitudes bajas este es un periodo de aridez y estacionalidad (Baldini *et al.*, 2002) en medio de una prolongada fase húmeda (deMenocal *et al.*, 2000), en el que los monzones se vieron muy debilitados. Tanto su datación exacta como su duración a partir de los registros noratlánticos, están en cuestión. Se dato a través de la correlación

entre sondeos sobre hielo en Groenlandia en el 8,24 ka cal BP (Vinther *et al.*, 2006) o en el $8,33 \pm 80$ ka cal BP estudiando elementos traza en formaciones estalagmíticas a nivel planetario (Baldini *et al.*, 2002). Se ha propuesto una duración de 160 años (Thomas *et al.*, 2007). Sin embargo, las anomalías en muchos de estos registros se extienden de 400 a 600 años, habiéndose iniciado en torno al 8,6 ka cal BP, con un modelo que se repetirá, con singularidades, a lo largo del Holoceno (Rohling y Pälike, 2005).

De igual modo, los RCC subsiguientes fueron fríos en latitudes altas y áridos fuera de estas. Los más extensos se produjeron entre el 6,0 y el 5,0 ka cal BP y entre el 3,5 y el 2,5 ka cal BP, y los menos prolongados entre el 4,2 y el 3,8 ka cal BP y el 1,2 y el 1,0 ka cal BP. En el primero se produjo el final del Periodo Húmedo Africano y de nuevo el debilitamiento de los monzones, pero no fue homogéneo, en algunos sectores como Florida o el Caribe las condiciones fueron mejores. Durante el RCC 4,2-3,8 ka cal BP los hielos en los Alpes se retrajeron y en Escandinavia no se vieron afectados, la producción de agua profunda en el Atlántico fue débil y los vientos del Oeste fueron excepcionalmente fuertes. En las latitudes bajas estos RCC incluyen condiciones variables pero generalmente secas. La última fase de RCC, iniciada hace 600 años, se caracteriza por ser fría en los polos pero húmeda en latitudes tropicales.

Respecto a las causas de estos RCC, Mayewski *et al.* proponen que el primero, del 9,0 al 8,0 ka cal BP, se produjo cuando el hemisferio norte todavía había significativamente más glaciares que hoy, y durante la disminución de la insolación de verano desde su máximo en el Holoceno temprano. Puede ser por tanto interpretado como un retorno parcial a condiciones glaciares por un efecto rebote producido por la entrada de aguas frías dulces en el sistema noratlántico, ya citada. Se observa además una inusual actividad volcánica y un incremento de los aerosoles que habrían potenciado el efecto de enfriamiento en el hemisferio sur y el debilitamiento de los monzones. Para el resto de RCC la falta de grandes masas de hielo en los océanos y la ausencia de grandes erupciones hace recaer las principales causas en los cambios en la variabilidad solar. En algunos casos el descenso de C^{14} y de Be^{10} parece confirmar un descenso de su actividad. En la última fase la variabilidad solar coincide con un aumento de los aerosoles volcánicos a su inicio.

Wanner *et al.* (2011) llevaron a cabo un análisis estadístico de 46 registros que aportaban información sobre los cambios de temperatura y 35 sobre las variaciones de humedad.⁷ Proponen un modelo de interrupciones frías a unas condiciones de relativa estabilidad y clima templado, con rango temporal de décadas a siglos. Identifican una concentración de eventos fríos alrededor del 8,2, el 6,4 y el 0,7 ka cal BP, una concentración de eventos secos entre el 7,2 y el 5,7 ka cal BP, y un incremento de los avances de los glaciares después del 4,5 ka cal BP, en lo que se denominó el Neoglaciario.

Centrándose en la fase más antigua, reconoce dos subfases en el evento Bond 5, una primera en torno al 8,2 (5b) y otra en torno al 7,5 (5a). En conjunto, este evento frío en latitudes altas, fue árido en latitudes bajas. Su patrón espacio-temporal se mostró bastante complejo debido al hecho de que diferentes regiones reaccionaron con un desfase

⁷ Procedentes de sondeos en hielo, de fondos marinos y lagunares, turba y espeleotemas, y de cerca de un centenar de estudios que abordan el comportamiento de los glaciares en ambos hemisferios (aunque reconocen que la resolución de estos últimos para la reconstrucción del paleoambiente a nivel global es baja).

diferente a la influencia de enfriamiento debido a la fusión del hielo boreal (Renssen *et al.*, 2009). Esto es general para todos los eventos de enfriamiento, que tuvieron desfases temporales del orden de 400 a 600 años. El segundo evento de enfriamiento se dio entre el 6,5 y el 5,9 ka cal BP, después del inicio del máximo termal, y produjo temperaturas anómalamente más bajas en el hemisferio sur y Norte América, y anomalías positivas en Escandinavia. Existió una sequedad extraordinaria en la zona del monzón asiático entre aproximadamente el 6,9 y el 6,3 ka cal BP, como resultado de su debilitamiento debido a un desplazamiento hacia el sur de la ITCZ, aunque otros autores proponen una simple disminución de su actividad (Zhang *et al.*, 2011), coincidiendo, recuérdese, con el final del Periodo Húmedo Africano. El evento ocurrido entre el 4,8 y el 4,5 ka cal BP es el ya descrito como evento Bond 3, y produjo temperaturas anómalamente bajas en varias latitudes, no así en el Norte de Europa. En el hemisferio norte, excepto en el este de Asia, se documenta un incremento de la humedad. Aunque el descenso en la actividad solar se documenta en torno al 4,7 ka cal BP, los avances de los glaciares se producen con cierto retardo entorno al 4,3 ka cal BP, marcando el inicio del denominado Neoglacial. El cuarto evento frío se produce entre el 3,3 y el 2,5 ka cal BP y se corresponde con el evento Bond 2, un periodo largo y complejo, que coincidió con una notable baja actividad solar. Además, algunos autores postulan que esta señal solar se vería amplificada por la circulación termohalina (Swindles *et al.*, 2007). El quinto evento frío se produjo entre 1,75 y 1,35 ka cal BP. El mayor número de anomalías negativas en la temperatura de los seis eventos fríos analizados se observó durante este período en la zona europea. La frecuencia de los avances de los glaciares aumento notablemente y la sequedad prevaleció en la zona asiática. El último periodo frío, la Pequeña Edad Glaciar (LIA), se produjo entre el 0,7 y el 0,15 ka cal BP, representa el arquetipo de una recaída en frío holoceno (Grove, 2004). En muchos estudios abarca el período de tiempo entre el siglo XIV y el XIX (Matthews y Briffa, 2005). Se correlaciona con una serie de mínimas solares, elevadas erupciones volcánicas tropicales y una desaceleración de la termohalina (Renssen *et al.*, 2009).

Wang *et al.* (2013) correlacionaron de forma positiva los eventos Bond con un debilitamiento de los monzones de verano y un fortalecimiento de los de invierno a nivel global. Aunque se interpretan como *Abrupt Climate Changes* (ACC), aceptan la denominación de RCC de Mayewski *et al.* (2004), ya que se trata de periodos mucho más breves que los documentados en la última fase glacial. Identificaron dos nuevas fases, en torno al 7,4 y el 6,4 ka cal BP, correlacionables con el incremento de IRD en los fondos noratlánticos y con en el dO18 de los espeleotemas de Dongge, entre otros registros. Los eventos son interpretados como procesos más que como singularidades, con fases de transición, que además poseen dataciones no del todo seguras. Proponen un análisis comparativo de estos eventos con la clasificación climática clásica europea basada en el polen, llegando a la conclusión de que los eventos se extienden con frecuencia en fases de cambio, marcando rasgos muy cambiantes o reforzando tendencias. La primera situación se corresponde con la del Holoceno inferior, en la que la sucesión de eventos de temperaturas relativamente bajas y marcada estacionalidad, se constituyen como las condiciones climáticas dominantes. Los eventos 5,9 y 4,2 ka cal BP, sirvieron de marco al proceso de aridificación y parecen reforzar la tendencia predominante.

Tanto es así, que en la propuesta de periodización del Holoceno para la Subcomisión de Estratigrafía Cuaternaria, se propuso que los eventos del 8,2 ka cal BP y del 4,2 ka cal BP marcaran los límites de sus tres fases principales (Walker *et al.*, 2012).

5.2.3. Evolución del clima Holoceno en la península Ibérica y en el Mediterráneo occidental

El clima mediterráneo y su variabilidad dependen de los patrones climáticos de escala global. La comparación de gran cantidad de registros y datos paleoambientales⁸ con las principales etapas de la historia climática terrestre, indican una evolución del bioma mediterráneo controlado por el clima y una marcada interdependencia con el sistema climático mundial, no sólo para el Holoceno sino también para el último ciclo glacial (Cacho *et al.*, 2001; González-Sampériz *et al.*, 2006; Frigola *et al.*, 2007; Moreno *et al.*, 2010 y 2012).

A su vez, la península Ibérica se ha mostrado particularmente sensible a la variabilidad climática global a diferentes escalas de tiempo (Fletcher y Zielhofer, 2013). También en este caso los estudios muestran que el clima peninsular ha estado condicionado por la dinámica climática del océano Atlántico Norte y las interacciones entre las grandes masas de hielo, las corrientes marinas y el comportamiento de las grandes células climáticas noratlánticas y los vientos del Oeste (Cacho *et al.*, 2010). Sin embargo, según estos autores, que realizan una síntesis de los estudios hasta entonces publicados, cabe resaltar que algunos patrones de cambio, particularmente durante el Holoceno, parecen estar ligados con la evolución climática del norte de África, lo que sugiere una influencia también de los procesos controlados por la dinámica de los trópicos.

Hemos visto como la evolución del clima a lo largo del Holoceno ha sido modulado por la insolación y factores que podemos considerar como internos. También vimos cómo durante el Holoceno temprano o inferior el incremento de la insolación de verano desplazó la ITCZ hacia el norte y su cinturón de lluvias alcanzó al Sahara y al Sahel (deMenocal *et al.*, 2000) y el descenso posterior de la insolación desplazó la ITCZ hacia el sur. Se ha señalado repetidamente que más allá de esta tendencia general, muchos estudios revelan una rápida variabilidad, controlada, como los grandes rasgos climáticos de este periodo y de los anteriores, por las fluctuaciones de la actividad solar. En ese contexto, el área suroeste del Mediterráneo tuvo una tendencia general hacia la aridez desde el Holoceno medio, documentada a través de estudios palinológicos de la vegetación (Jalut *et al.*, 2000; Pérez-Obiol *et al.*, 2011) y estudios limnológicos de ambientes lacustres (Magny *et al.* 2007; Valero-Garcés y Moreno, 2011).

Efectivamente, el Holoceno posee un complejo patrón de cambio climático en la región mediterránea, con fuerte variabilidad y espacial y temporal, no tanto en las temperaturas, cosa que ocurre en el norte de Europa, donde se marca un máximo termal en el Holoceno medio (Davis *et al.*, 2003), sino en la disponibilidad de agua del sistema hidrológico. En particular, parece existir un claro patrón de partición latitudinal, de norte a sur (Magny *et*

⁸ *Proxies* directos e indirectos: polen, isótopos estables en espeleotemas, niveles de los lagos, actividad fluvial, bioindicadores de temperatura superficial del Mediterráneo y de salinidad, la sedimentación marina, entre otros.

al., 2012; Peyron *et al.*, 2013) y longitudinal, entre el este y el oeste (Roberts *et al.*, 2011a).

Registros marinos en los márgenes de la península Ibérica a partir fundamentalmente del estudio de alquenonas y biocenosis de diatomeas y foraminíferos planctónicos, indican que las temperaturas máximas de las aguas superficiales se registraron durante el Holoceno temprano o inferior, entre hace 10,0 y 9,0 ka cal BP (Cacho *et al.*, 2001; Martrat *et al.*, 2007). Desde entonces han descendido muy ligeramente, del orden de un grado centígrado (Marchal *et al.*, 2002). En el continente parece más complejo establecer una clara evolución de las temperaturas, y obviando los modelos europeos que han sido claramente descartados para el Mediterráneo, los autores del trabajo de síntesis antes citado proponen una evolución general “*relativamente estable con una ligera tendencia al calentamiento*”, en el marco de una gran variabilidad espacial y temporal.

Los cambios en el balance hidrológico, precipitación y evaporación, sí que han sido muy significativos. Vimos cómo lo largo del Holoceno los cambios periódicos en la insolación estacional se vieron acompañados de grandes cambios hidrológicos en varias regiones del planeta, principalmente asociados a cambios en la dinámica de los monzones. En la región mediterránea y específicamente en la península, se ha definido tres fases en el Holoceno, con dos modelos distintos para el primer Holoceno. El primero propone un primer Holoceno húmedo con elevada variabilidad y el segundo una fase inicial predominantemente seca y una fase intermedia húmeda.

5.2.3.1. Un primer Holoceno húmedo

Numerosos registros, marinos y terrestres, limnológicos, geoquímicos y palinológicos, señalan hacia que las condiciones climáticas al inicio del Holoceno fueron significativamente más húmedas que durante el Holoceno superior o tardío.⁹ Habría pues una primera fase más húmeda, una de transición hacia condiciones más secas y una final decididamente árida, con una duración y cronología con significativas variaciones regionales, ver Tabla 5.3:

- (1) Un Holoceno inferior húmedo (11,5 - 7,0 ka cal BP) con elevada variabilidad e interrumpido por episodios secos.
- (2) Una fase de transición (7,0 - 5,5 ka cal BP) durante la cual se produjo una disminución de la insolación, así como la instalación de la circulación atmosférica actual en el hemisferio norte, que coincidiría con el final del llamado Periodo Húmedo Africano.
- (3) Un Holoceno superior (desde el 5,5 ka cal BP) que se caracteriza por un proceso de aridez con escasas variaciones.

⁹ Magny *et al.* (2002) sobre la vegetación en registros paleohidrológicos; Frigola *et al.* (2007) a partir de rasgos geoquímicos de aportes terrígenos en un sondeo del Mediterráneo occidental; Jalut *et al.* (2009) a partir de análisis palinológicos comparados con otras aproximaciones; Pérez-Obiol *et al.* (2011) a partir de estudios palinológicos de la península ibérica; García-Alix *et al.* (2012) a partir de la geoquímica de lagos de Sierra Nevada; Desprats *et al.* (2013) a partir de estudios palinológicos de un sondeo marino entre Túnez y Sicilia y Moreno *et al.* (2013) a partir de la datación de espeleotemas de cavidades del noreste peninsular; entre otros.

La primera fase se expresaría en los estudios polínicos con la presencia de árboles de hoja caduca en bajas altitudes (Riera *et al.*, 1994; Jalut *et al.*, 2000) y el desarrollo de formaciones tobáceas en algunos sectores de la península Ibérica (Arenas *et al.*, 2014). El estudio del polen en el mar de Alborán revela un incremento de la humedad para el desarrollo forestal desde el inicio del Holoceno (Fletcher y Sánchez Goñi, 2008; Fletcher *et al.*, 2010), también en el Mediterráneo occidental (Frigola *et al.*, 2007). La antracología de cuevas del norte de Alicante revela unas condiciones similares (Badal, 1995). Colonese *et al.* (2013), a través del estudio del δC^{13} en conchas de caracoles continentales del Pirineo, concluye que el Holoceno en general, entre el 9,0 y el 2,5 ka cal BP, fue más húmedo que el clima actual, y el estudio de foraminíferos del ecosistema marino de la plataforma de Mallorca muestra que aproximadamente entre 10,3 y 5,5 ka cal BP se produjo un cambio trófico asociado con un cambio en la facies de sedimentos que se puede atribuir al aumento de las precipitaciones y, en consecuencia, el suministro de nutrientes superior a través de la escorrentía fluvial de la isla (Milker *et al.*, 2012). Este intervalo húmedo temprano es casi contemporáneo a la formación de sapropel S1 en el este del mar Mediterráneo y el Período Húmedo Africano. Finalmente Magny *et al.* (2002), a partir del nivel de lagos y de la actividad fluvial en el Mediterráneo occidental, propone un primer Holoceno frío y húmedo.

Secuencias palinológicas peninsulares muestran un incremento de la aridez en torno al inicio del Holoceno medio, con variadas dataciones, más tardías conforme nos acercamos al sureste (Pérez-Obiol *et al.*, 2009). Estudios en lagos del Pirineo, Tramacastilla y El Portalet, coinciden en apuntar hacia un inicio de condiciones más secas a partir del 8,0 y el 7,5 ka cal BP (Montserrat-Martí, 1992; González-Sampérez *et al.*, 2006), también en Sierra Nevada (García-Alix *et al.*, 2002). Proceso que sería algo más temprano en Enol, en la fachada atlántica (Moreno *et al.*, 2011). Los árboles siempre verdes esclerófilos se desarrollan en el Mediterráneo occidental a partir del 6,0 ka cal BP y más particularmente desde el 4,5-4,0 ka cal BP (Jalut *et al.*, 2000).

Por su parte, el estudio de la presencia de polvo del Sahara en registros de Europa occidental muestra su introducción de una manera gradual entre el 7,0 y el 6,0 ka cal BP y aumentó desde entonces hasta la actualidad (Jiménez-Espejo *et al.*, 2014). Sus autores proponen condiciones más húmedas durante el Holoceno temprano y aridez progresiva durante el Holoceno medio-superior, impulsando los cambios bruscos en los sistemas lacustres. Un estudio que pretende reconstruir la productividad durante el Holoceno en el Mediterráneo occidental, a través de *proxies* como los fósiles coccolitofóridos, las relaciones Mg/Ca y la presencia de $Uk'37$, sugiere que el inicio de una célula productiva en el mar de Albarán se habría producido en el 7,7 ka cal BP y continuaría hasta la actualidad, en relación con la creación de la giros anticiclónicos relacionados con un clima seco y fuertes vientos del oeste y del norte, frente a unas condiciones previas, más húmedas y con vientos débiles (Ausin *et al.*, 2015).

5.2.3.2. Un primer Holoceno seco y una fase intermedia húmeda

En aparente contradicción se ha desarrollado un modelo que ofrece una visión parcialmente distinta. En el Holoceno inferior, entre el 11,5 y el 9,3 ka cal BP, las condiciones serían áridas y secas, con marcada estacionalidad (Pons y Reille 1988; Cacho *et al.* 2001; Julià *et al.*, 2000; Burjachs y Schulte, 2003; Fletcher *et al.* 2007; Jalut *et al.*, 2009; Pérez-Sanz *et al.*, 2013; Carrión *et al.*, 2001a y b, y 2010; Morales-Molino *et al.*, 2012). Acercando el modelo al modelo clásico palinológico (Dupré, 1995).

MÉTODO	Sondeo marino	Vegetación / limnología	Polen	Polen	Polen	Polen	Polen	Polen Multiproxy
ÁREA	W Med	Europ/Med	Península ibérica	Norte Cataluña	Amposta	Albacete wetland	Sierra Baza wetland	Teruel wetland
	Frigola <i>et al.</i> , 2007	Magny <i>et al.</i> , 2002	Pérez-Obiol <i>et al.</i> , 2011	Burjachs y Schulte, 2003	Julià <i>et al.</i> , 2000	Jalut <i>et al.</i> , 2009	Carrion <i>et al.</i> , 2007	Aranbari <i>et al.</i> 2014

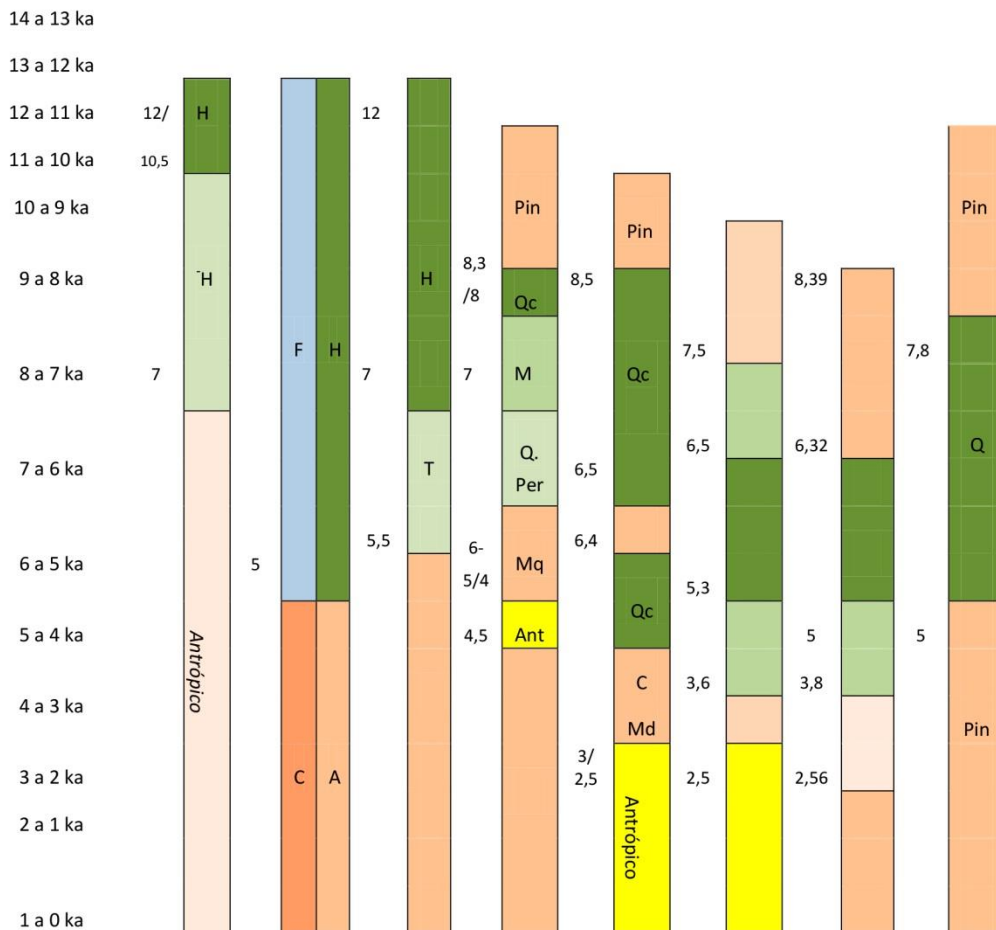


Tabla 5.3. Se recoge de manera sintética las interpretaciones paleoclimáticas desde diversos estudios llevados a cabo en ámbitos diversos del Mediterráneo occidental y con diversas metodologías. En la primera columna se presenta un eje cronológico, los números entre columnas son fechas concretas. Color verde oscuro expresa humedad, color verde claro clima moderadamente húmedo, el color rosado expresa aridez moderada o pronunciada y el color amarillo influencia antrópica sobre la cubierta vegetal. (H: significa clima húmedo, H: clima moderadamente húmedo, F: clima fresco, C: clima cálido, Pin: predominio de los bosques de pinos, Qc: bosque de *Quercus* caducifolio, M: bosque mixto, Q, Per: Bosque de *Quercus* perennifolio, Mq: maquia, Ant: antropización en la vegetación, C Md: clima mediterráneo, Q: Bosque de *Quercus* perennifolio y caducifolio).

La fase húmeda se iniciaría en todo el territorio peninsular de forma no sincrónica (ver Tabla 5.3), tanto en cuanto a su inicio, como en cuanto a sus máximos valores, lo que demuestra la existencia de un patrón de variabilidad regional (Carrion *et al.*, 2010). En la mitad norte de la península la humedad se inició en torno al 9,5 ka cal BP según el polen

y las diatomeas en el lago del Prepirineo oriental de Estanyà (Morellón *et al.*, 2009; Vegas-Vilarrubia *et al.*, 2013), en torno al 9,2 ka cal BP en el lago de Marboré del Pirineo central (Oliva-Urcia *et al.*, 2013) o en torno al 9,1 en el estudio isotópico del sistema estalagmítico de la cueva de Sesó, también del Pirineo central (Bartolomé *et al.*, 2012). El momento más húmedo en este territorio se dio poco antes de los 8 Ka cal BP. Sin embargo en zonas del centro y sur de la península la fase húmeda se inició hace unos 8,0 ka cal BP, es el caso del estudio de polen y otros proxies en el paleolago de Villarquemado de Teruel (Aranbarri *et al.*, 2014), y el máximo de humedad es algo más tardío, entre el 7,0 y el 6,0 ka cal BP, en las Tablas de Daimiel (Dorado Valiño *et al.*, 2002), y según estudios palinológicos en diversos ámbitos del sureste (Carrión *et al.*, 2003, 2007 y 2010; Panteleon-Cano *et al.*, 2003). También en un estudio multiproxy en el Algarve (Trog *et al.*, 2013). Por su parte, Yanes *et al.* (2011), a través de estudios isotópicos de conchas de gasterópodo continental en el sureste, propone una fase de mayor humedad al menos desde el 7,2 ka cal BP. Jalut *et al.* (2009) proponen que este proceso se habría producido entre el 7,5 y el 5,0 ka cal BP en el suroeste de Europa y el norte de África. Sánchez Goñi y Hannon (1999) en el estudio del lago glaciar de Pardillas del Sistema Ibérico identificaron un aumento del nivel del lago entre el 7,2 y el 6,4 ka cal BP. Con ello coincide lo propuesto para la Laguna de Medina, donde se observó un nivel del lago máxima entre 7,0 y 6,7 ka cal BP (Reed *et al.*, 2001). En Sierra Nevada un estudio limnológico con polen y susceptibilidad magnética mostró que el máximo desarrollo del humedal se habría producido algo antes, entre el 8,2 y el 7,0 ka cal BP; fase tras la cual se habría producido una reducción progresiva como resultado de cambios relevantes en la distribución de las precipitaciones (Jiménez-Moreno y Anderson, 2012), en relativa coincidencia con lo propuesto hace ya años para Padul, entre el 9,2 y el 7,2 ka cal BP (Pons y Reille, 1988). Finalmente cabe señalar que algunos estudios de cavidades kársticas muestran una fase húmeda aún más tardía, es el caso de Cueva Mayor de Atapuerca, donde se documenta a partir del 5,9 ka cal BP (Martínez-Pillado *et al.*, 2012). Excepcionalmente, el estudio del sistema travertínico de las Parras de Martín en Teruel (Rico-Herrero *et al.*, 2013) indica un crecimiento tobáceo entre el 9,9 y el 3,1 ka cal BP, con máximo desarrollo entre el 5,5 y el 3,1 ka cal BP. Similar al del río Ebrón en Castielfabib, propuesto para entre el 6,0 y el 2,0 ka cal BP (Lozano *et al.*, 2012).

5.2.3.3. Aridez en el Holoceno superior

Para ambos modelos las condiciones hacia la aridificación o el incremento de la humedad descritas para la fase transición holocena dieron paso a unas condiciones decididamente áridas, como resultado, entre otros factores, de la no entrada de vientos del Oeste por efecto de las altas presiones atlánticas (Pérez-Sanz *et al.*, 2013). Efectivamente, la gran mayoría de registros ha detectado un incremento de la sequedad general del clima (por ejemplo los ya citados Fletcher y Sánchez Goñi, 2008; Morellón *et al.*, 2009; Carrión *et al.*, 2010).

Secuencias recogidas en testigos marinos en el Mediterráneo occidental registran el declive de los bosques en el 6,3 ka cal BP y aridez desde el 4,0 ka cal BP (Frigola *et al.*, 2007). En el sur de la península un estudio similar sitúa el declive del bosque en el 6,4 ka cal BP del (Fletcher y Sánchez Goñi, 2008), condiciones de marcada aridez desde el 5,5 ka cal BP en el litoral del Mediterráneo occidental. El estudio palinológico de una cueva

en Granada documenta el descenso del bosque a partir de esa fecha (Fernández *et al.*, 2007).

En el noroeste la aridez sería dominante entre el 5,5 y el 3,3 ka cal BP (Martínez-Cortizas *et al.*, 2009, a través del polen y la geoquímica). En torno al 5,55 ka cal BP en Banyoles (Revelles *et al.*, 2015, un estudio de polen y macrorrestos de alta resolución). Entre el 6,0 y el 3,5 ka cal BP en el lago de Montcortès (Corella *et al.*, 2012, a través de la geoquímica). Registros palinológicos y multiproxy continentales muestran una transición hacia una mayor sequedad en torno al 5,0-4,5 ka cal BP en el lago pirenaico de Marboré (Oliva-Urcia *et al.*, 2013). En estudios isotópicos de cuevas de la Meseta norte (Martínez-Pillado *et al.*, 2010) se situaría entre el 4,2 y el 3,1 ka cal BP.

El clima sería de rasgos plenamente mediterráneos desde el 5,0 ka cal BP en Tablas de Daimiel, Teruel, Sierra Nevada y Almería (Según estudios polínicos: Dorado Valiño *et al.*, 2002; Pantaleón-Cano *et al.*, 2003; Aranbarri *et al.*, 2014; y geoquímicos: Oliva *et al.*, 2009 y 2011 y García-Alix *et al.*, 2012). A partir del 4,5-4,0 ka cal BP en otros medios lacustres del sureste de la península (Jalut *et al.*, 2000 a partir del polen; Martín-Puertas *et al.*, 2008). Destacan los de las sierras de Baza y Gador, donde la sustitución de la vegetación mesofítica por una mediterránea más xérica se habría producido alrededor del 3,8 ka cal BP, precedida por un aumento de la presión humana desde el 4,1/4,0 ka cal BP (Carrión *et al.*, 2003, 2007 y 2010).

5.2.3.4. Eventos holocenos en la península Ibérica

Los estudios palinológicos y geoquímicos marinos y continentales o mixtos, los estudios limnológicos desde diversas aproximaciones, de isótopos estables, las secuencias fluviales, litorales, o de ladera, los rellenos detríticos kársticos, etc., muestran evidencias de periodicidad cíclica en sus rasgos, que tiende a interpretarse como resultado de ciclos climáticos correlacionables con las series de eventos o RCC documentados globalmente. Estos estudios en ocasiones han puesto su atención en su correlación imperfecta con los cambios globales. Efectivamente, la particular complejidad de estos procesos en la península Ibérica se debe a que se dan las influencias del Mediterráneo, del Atlántico y de los factores subtropicales, y a que es un medio muy sensible a los cambios climáticos de corta duración (Moreno *et al.*, 2012).

En nuestra revisión de los trabajos que analizan estos fenómenos presentaremos en primer lugar las propuestas llevadas a cabo desde aproximaciones primarias y aproximaciones palinológicas que permiten un acercamiento más directo a los rasgos climáticos del medio. El recorrido lo haremos desde los más antiguos y generales a los más recientes y parciales. La Tabla 5.4 pretende ser la expresión sintética y unificadora de sus resultados.

(1) Algunos estudios a partir de sondeos marinos presentados en el apartado anterior recogen la existencia de oscilaciones climáticas significativas. (1a) A principios de siglo, un estudio basado en el análisis de alquenonas en el mar de Albarán, el golfo de Cádiz y el mar Tirreno, permitió determinar una sucesión oscilaciones de enfriamientos de corta duración en ciclos de 1,5 ka (Cacho *et al.*,

2001), en consonancia con los cambios ambientales del Atlántico norte.¹⁰ **(1b)** Por su parte Frigola *et al* (2007) a partir del estudio de isótopos estables, geoquímico y sedimentológico de un sondeo cerca de la costa de Menorca, establecieron ciclos cada 800-1000 años en los que se desarrollan eventos abruptos de enfriamiento.¹¹

(2) Los estudios polínicos de alta resolución llevados a cabo a partir de sondeos marinos en el mar de Albarán aportan datos relevantes. **(2a)** Combourieu Nebout *et al.* (2009) estudiaron el polen de un sondeo en el mar de Albarán, identificando eventos de oscilación térmicas rápidas que generan un descenso de la cubierta vegetal.¹² Estos cambios estarían en relación con los eventos fríos noratlánticos y el enfriamiento de la superficie del Mediterráneo, lo que sugiere una rápida respuesta de la vegetación mediterránea a los eventos climáticos de corta duración del Holoceno y es reflejo de la gran interdependencia entre el sistema oceánico y el atmosférico. **(2b)** Por su parte, los estudios de Fletcher *et al.* (2010 y 2013) permitieron identificar una serie de episodios de retroceso de los bosques en el Holoceno.¹³ Sus resultados sugieren que la transición al Holoceno medio en el clima Mediterráneo occidental fue acompañada por un cambio en el ritmo fundamental de la variabilidad a escala milenaria, lo que refleja la sensibilidad a los cambios en el sistema. Confirma una periodicidad de en torno a 0,9 ka antes y durante el Holoceno temprano y el predominio de una periodicidad de en torno a 1,75 ka después del 6,0 ka cal BP. La primera coincide con los registros paleoclimáticos del Atlántico Norte a través de *proxies* que tienen que ver con la radiación solar (C_{14} y Be_{10}) y puede estar relacionada con una conexión sol-clima durante el Holoceno temprano. Las oscilaciones más recientes parecen estar estrechamente asociadas a la dinámica de la circulación superficial del océano del Atlántico Norte y con los cambios en la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), y podría haber sido impulsadas por oscilaciones internas de la convección de aguas profundas.

(3) Fletcher y Zielhofer (2013) llevaron a cabo un trabajo de síntesis desde aproximaciones tan variadas como la vegetación, la sedimentación marina, lagunar, fluvial y costera, así como la edafología. En él se analiza una serie de RCC bien documentados en el Mediterráneo occidental.¹⁴

¹⁰ Entre el 13,1 y el 12,0 ka, el 11,9 y el 11,65 ka, el 10,34 y el 9,95 ka, el 9,08 y el 7,56 ka, el 5,94 y el 4,75 ka, el 1,9 y el 1,01 ka cal BP. Un ulterior estudio de un sondeo próximo (MD95-2043), dio como resultado una serie algo distinta: $10,74 \pm 0,12$ ka, $10,56 \pm 0,12$ ka, $9,97 \pm 0,10$ ka, $9,20 \pm 0,12$ ka, $8,53 \pm 0,09$ ka, $6,87 \pm 0,10$, $5,65 \pm 0,08$, $3,22 \pm 0,08$ ka, $3,22 \pm 0,07$ ka, $1,98 \pm 0,12$ ka (Matrat *et al.*, 2007).

¹¹ Se trata de los *Minorca Abrupt Events*: M8 del 9,0 al 7,8 ka, M7 del 7,4 al 6,9 ka, M6 del 6,5 al 5,8 ka, M5 del 5,3 al 4,7 ka, M4 del 4,2 al 4,0 ka, M3 del 3,4 al 3,1 ka, M2 del 2,6 al 2,3 ka, M1 del 1,8 al 1,4 y finalmente M0 del 0,8 al 0,2 ka cal BP.

¹² Entre el 12,8 y el 11,75 ka (12,37 como edad central); el 11,75 y el 11,4 ka (11,57), el 11 y el 10,8 ka (10,9), el 10,5 y el 9,8 ka (10,35), el 9,6 y el 8,9 ka (9,35), el 8,5 y el 7,9 ka (8,2), el 6,0 y el 4,5 ka (5,2); el 3,77 y el 3,14 ka (3,38), el 2,6 y el 2,3 ka (2,45) y el 1,5 y el 0,7 ka (1,1)

¹³ En el 10,1 ka, 9,2 ka, 8,3 ka, 7,4 ka, 5,4 a 4,5 ka, 3,7 a 2,9 y entre el 1,9 ka cal BP y la parte superior del registro (1,3 ka cal BP).

¹⁴ Se trata de los periodos que van del 6,0 al 5,0 ka cal BP y del 3,5 al 2,5 ka cal BP, áridos, y el que va del 0,7 al 0 ka cal BP, húmedo.

(4) A su vez, el estudio de transeptos palinológicos continentales llevado a cabo en la península Ibérica y Francia (Jalut *et al.*, 2000)¹⁵ o en el sureste (Carrión *et al.*, 2001b)¹⁶, permitió proponer una alternancia de periodos de aridificación de origen climático pero con influencia humana en los más recientes.

Cacho <i>et al.</i> , 2001	Frigola <i>et al.</i> , 2007	Combourieu N. <i>et al.</i> , 2009	Fletcher <i>et al.</i> , 2013	Jalut <i>et al.</i> , 2000	Fletcher y Zielhofer, 2013
F (mar)	retroceso bosque	retroceso c. vegetal	retroceso bosque	aridez	aridez
13,1-12,0		12,8-11,75			
11,9-11,65		11,75-11,4			
		11-10,8			
10,34-9,95		10,5-9,8	10,1	10,9-9,7	
		9,6-8,9	9,2		
9,08-7,56	9,0-7,8	8,5-7,9	8,3	8,4-7,6	
	7,4-6,9		7,4		
	6,5-5,8	6,0-4,5			6-5
5,94-4,75	5,3-4,7		5,4-4,5	5,3-4,2	
	4,2-4,0			4,3-3,4	
	3,4-3,1	3,77-3,14	3,7-2,9		3,5-2,5
	2,6-2,3	2,6-2,3		2,8-1,7	
1,9-1,01	1,8-1,4	1,5-0,7	1,9-1,3		
	0,8-0,2			1,3-0,75	
					0,7-0

Tabla 5.4. Esquema de la distribución de los eventos áridos o de retroceso de la cubierta vegetal a partir del estudio de sondeos marinos y palinológicos de síntesis.

Disponemos también de una extensa serie de estudios locales a partir de lagos, frecuentemente *multiproxy*, hielo fósil, isótopos estables sobre formaciones estalagmitas, restos vegetales carbonizados y conchas de gasterópodos, que aportan datos parciales acerca de los RCC a lo largo del Holoceno. Sus propuestas quedan recogidas en las tablas 5.5a 5.5b y 5.5c.

Finalmente trabajos llevados a cabo en medios sedimentarios tan poco frecuentes como los de plataforma continental, también abordan el tema de los eventos climáticos holocenos. Es el caso del singular estudio de un prisma sedimentario entre Altea y Santa Pola a - 20 m, que sus autores identifican con una formación sedimentaria asociada al 8,2 ka cal BP, y que sería reflejo de su relevancia en nuestro territorio (Tent-Manclús *et al.*, 2009).

¹⁵ Se habrían producido entre el 10,9 y 9,7 ka cal BP, el 8,4 y el 7,6 ka cal BP, el 5,3 y el 4,2 ka cal BP, el 4,3 y 3,4 ka cal BP, el 2,8 y el 1,7 ka cal BP y entre el 1,3 y el 0,75 ka cal BP.

¹⁶ Fases de retroceso de la vegetación en el 7,77 ka, 3,31 ka, 2,63 ka, 1,525 ka y en el 0,79 ka cal BP.

ÁREA	LAGO	ORIGEN	PROXY	AUTORES	INDICADOR	EVENTOS	(húmedo) ²
Pre-Pirineo	Estanyà	cárstico	A	Morellón et al., 2008, 2009 y 2011	Aumento salinidad	6,7-5,9	0,8-0,652 ² / 0,65-0,1
Pirineo	Basa de Mora	glaciar	A	Pérez-Sanz et al., 2013	Eventos secos	9,7 9,3 8,8 8,2 7,5	2,4-2,06 1,2-0-7
Valle Ebro	varios	endorreico	A	Davis y Stevenson, 2007	incendios	8,8-8,0 (8,29-8,15)	
Pirineo central	varios	glaciar	B	Pla y Catalán, 2005; González-Sampériz et al., 2006	Fluctuación cálida	8,2	
Sierra Nevada	Borregulles de la Virgen	glaciar	C	García-Alix et al., 2012	Sedimentos morrénicos	8,2	
Sierra Nevada	Borregulles de la Virgen	glaciar	D/E	Jiménez-Moreno y Anderson, 2012	Sequia	6,5 5,2 4,0	
Pirineo	Burg y Estanilles	glaciar	D/F	Pelach et al., 2011	Descenso m.o.	Secuencia paralela a la IRD desde el 7,2	
NW	Sanabria	glaciar	C/G	Luque Marín, 2003	Eventos áridos	6 5-4,2 3,5-3,0 2,5-1,5	0,5
Pirineo	Moncortès	glaciar	A	Scussolini et al., 2011	productividad	4,3-3,8	1,1-0,7
Córdoba	Zoñar	cárstico	A	Martín-Puertas et al., 2008, 2009 y 2010	aridez	4,0-2,9/2,7	* ³
PI	Varios	cárstic	A	Valero Garcés et al., 2009	aridez /humedad	humedad 2,4 2,1	aridez 0,8-0,6 1,7-0,8 0,4
Valle Ebro	La Playa El Pueyo	playa-lake	A	Gutiérrez et al., 2013	humedad	3,9-2	
Sierra Nevada		glaciar	A	Jiménez-Moreno et al., 2013	aridez /humedad	aridez 3,8-3,1	humedad 3,1-1,8 1,8-0,7

Las dataciones en ka BP. Proxies: A: multiproxy, B: Palinomorfos, C: Geoquímica, D: Polen, E: susceptibilidad magnética, F: materia orgánica (LOI), G: Sedimentología. Notas: 1. LIA; 2. PCM o MCA; 3. Un pulso húmedo de 2,5 a 1,7/1,6 ka BP

Fig. 5.5a. Estudios en ambientes lagunares.

ÁREA	LAGO	ORIGEN	PROXY	AUTORES	INDICADOR	EVENTOS
Sierra Nevada	Mosca	glaciar	C/E/G	Oliva y Gómez-Ortiz, 2012	enfriamiento	2,8-2 1,4-1,2 0,51-0,24
Castilla Mancha	Tablas de Daimel	cárstico	C/D	Dorado Valiño, 2002 Gil García et al., 2007	aridez	2,5 1,68-1,0 0,55
Castilla Mancha	Somolinos	cártico	A	Curras et al., 2012	Aridez/ humedad	2,7-2,25 húmedo 2,05-1,93 árido 1,6-1,48 húmedo árido
Ebro	Arreo	endorreico	A	Corella et al., 2013	Aridez/frío	1,9 aridez 1,5-1,1 frío 0,5-0,3' húmedo
Castilla Mancha	La Parra de Cuenca	cárstico	A	Barreiro-Lostres et al., 2013	Aridez/humedad	

Las dataciones en ka BP. Proxies: A: multiproxy, C: Geoquímica, D: Polen, E: susceptibilidad magnética, G: sedimethnología. Notas: 1. LIA.

Fig. 5.5b. Estudios en ambientes lagunares.

Bartolomé <i>et al.</i> , 2012	Moreno <i>et al.</i> , 2013b	Aguilera <i>et al.</i> , 2012	Arboleya <i>et al.</i> , 2013; López Díaz <i>et al.</i> , 2013	Sancho <i>et al.</i> , 2012	Pérez-Mejías, 2013	Yanes <i>et al.</i> , 2013b	Murelaga <i>et al.</i> , 2012	Arenas <i>et al.</i> , 2014	Martín-Chivelet <i>et al.</i> , 2011
Cueva de Seso	Teruel	País Valenc.	Norte PI	Pirineo central	Cueva el Recuenco (Teruel)	PI	Bardenas Reales	Tobas de Añamaza (Soria)	PI
A	A	B	C	D	A	E	E	F	A
F y/o H	frío y húmedo	aridez	húmedo	frío	aridez	húmedo	temperatura	húmedo	frío/cálido
12,9-11,5									
	9,2								
9,1-8,3	8,2								
	7,4								
6,3-6,2		6,0-5,0	5,1-4,5	4,9-4,2					
			4,35-4,2		4,47-3,38				
3,0-2,5		3,0-2,5					4,76-2,82		3,95-3,0
									2,85-2,5
1,8-1,4							1,4-0,84	3,5-1,6	2,5-1,65
									1,65-0,85
									1,25-0,85
0,6-0,2									0,75-0,1
							0,19-0,13		

Tabla 5.5c. Estudios paleoclimáticos y paleoambientales basados en: A. isotopos / B. Estudios de diferencia de dC_{13} sobre restos arqueobotánicos / C. Estudios de bioindicadores en turberas / D. Estudios de hielo fósil / E. Estudios / F. Estudios de racemización de aminoácidos; Verde: fases húmedas, amarillo: fases áridas, azul: fases frías, ocre: fases cálidas.

5.3. EL REGISTRO DE OSCILACIONES CLIMÁTICAS Y CAMBIOS AMBIENTALES EN MEDIOS SEDIMENTARIOS CONTINENTALES

Las investigaciones geomorfológicas y cuaternaristas centradas en el Holoceno se han incrementado en las últimas décadas con el objetivo de conocer y comprender el clima y sus interacciones con el medio físico y la actividad humana, incluyendo investigaciones de los efectos ambientales a corto plazo de los cambios climáticos rápidos en la cobertura vegetal del suelo y en la erosión en las laderas. Presentamos aquí los datos de los medios sedimentarios objeto de nuestra atención.

5.3.1. Medio fluvial

Los estudios de depósitos sedimentarios de medios fluviales han demostrado ser particularmente útiles en el establecimiento de secuencias paleoambientales y geoarqueológicas (Faust *et al.*, 2004; Cordier *et al.*, 2014). Los nuevos objetivos en torno al análisis del cambio climático y los nuevos enfoques metodológicos, tales como la introducción de estudios *multiproxy*, un aumento de la resolución de los registros y la comparación entre cuencas, permiten establecer con mayores garantías los factores desencadenantes de los procesos fluviales (Stouthamer *et al.*, 2011; Macklin *et al.*, 2012; Stokes *et al.*, 2012). Estos han puesto en evidencia la complejidad del sistema fluvial y el comportamiento diferencial de los ríos, aunque también se han documentado ampliamente episodios de actividad fluvial holocena climáticamente significativos (Macklin *et al.*, 2005 y 2012; Thorndycraft y Benito 2006).

Respecto a las oscilaciones climáticas holocenas, las secuencias fluviales muestran abruptas modificaciones en la dinámica sedimentaria que permiten identificar periodos de incremento de la actividad hidrológica (Toonen *et al.*, 2013, para Europa central), que aunque pueden tener controles diversos, hidrológicos, dinámicos, tectónicos, antrópicos, tienen los factores climáticos como desencadenantes principales. Por ejemplo, parece existir cierta correspondencia entre los RCC y los HEE (Eventos Extremos Hidrológicos), en el sentido propuesto por Gregory *et al.* (2006), que se expresarían en forma de depósitos de inundación y depósitos de arena con estratificación cruzada o laminar en posiciones elevadas, sobre terrazas o en cavidades, *Slackwater Flood Deposits* (SFD) (Benito *et al.*, 2006 y 2013).

Presentamos aquí algunos de los trabajos más destacados en la península Ibérica, cuyo resumen queda recogido parcialmente en la Tablas 5.6a y 5.6b. Se trata de los estudios sintéticos y de cuencas fluviales concretas en la península.

El estudio de la cronología de eventos de inundación y de los procesos de agradación en cuencas españolas fue asociado a los cambios en la circulación atmosférica y causas climáticas (Benito *et al.*, 2008, parcialmente recogido en Benito *et al.*, 2006). Las inundaciones estarían relacionadas con fuertes lluvias inducidas por los sistemas convectivos otoñales.¹⁷ Es interesante destacar que los autores encuentran una correlación entre estas fases y las oscilaciones climáticas frías.

¹⁷ Se documentan siete fases de mayor actividad fluvial entre el 11,17 y el 10,23 ka, del 9,36 al 8,785 ka, del 7,98 al 6,86 ka, del 5,8 al 4,8 ka, del 3,88 al 3,085 y del 1,3 ka al momento actual (Benito *et al.*, 2006; Thorndycraft y Benito, 2006). Los SWD muestran seis periodos de incremento de las inundaciones entre

La propuesta de reconstrucción paleoambiental para el sureste de la península Ibérica, que incluye estudios de medios lacustres (diatomeas, geoquímica y polen), fondos marinos (sedimentología, mineralogía, geoquímica y alquienonas), terrazas, abanicos y llanos de inundación, y formaciones edáficas, permiten a Bellin *et al.* (2013) proponer que la mayor parte de estas fases de incremento de la dinámica sedimentaria fueron inducidas por el clima y no tienen una relación directa con la actividad humana. Se trataría de fases áridas. En condiciones climáticas húmedas se encontraron fases de elevada morfogénesis en respuesta a un impacto humano en el medio ambiente. Del 12,5 al 11,5 ka cal BP el clima sería frío y seco, con procesos de erosión y torrencialidad y con agradación en las terrazas fluviales. Del 11,5 al 7,0 ka cal BP el clima evolucionaría hacia una mayor temperatura y humedad. Se producirían agradaciones de baja energía, bajas tasas de sedimentación y la estabilización de los paisajes. Del 7,0 al 5,6 ka cal BP se produciría una progresiva aridificación y se incrementaría la inestabilidad ambiental y las tasas de sedimentación. En el Holoceno superior proponen 4 eventos áridos, del 5,6 al 4,95 ka cal BP, del 4,1 al 3,4 ka cal BP, del 2,85 al 2,5 ka cal BP y del 1,9 al 1,3/1,2 ka cal BP. Entre estas fases se intercalan periodos húmedos, incluyendo el *Ibero Roman Humid Period* entre el 2,5 y el 1,9 ka cal BP. A partir del 1,3/1,2 al 0,6 ka cal BP los datos no son homogéneos, se observa tanto la consolidación de la aridez en el MCA, asociado a una fase de anomalías positivas en NAO, como una mayor humedad, particularmente en Vera (Almería) y el Medjerda (Túnez). Del 0,5 ka cal BP al siglo XX se da uno de los periodos más fríos del Holoceno. Coincide con LIA y con el incremento de inundaciones y de agradación en las cuencas bajas. En el siglo XX se produce un aumento de la aridez y un atemperamiento global que coinciden con procesos de agradación fluvial.

En la cuenca del Jarama de Madrid se estudió una serie de formaciones sedimentarias analizadas a través de la geomorfología, la estratigrafía, el análisis texturales, la materia orgánica, los carbonatos y el hierro (Wolf *et al.*, 2013a). Se interpretan como resultado de la interacción de factores climáticos, impulsos tectónicos e influencia humana. Son muy relevantes los cambios inducidos por oscilaciones climáticas que dan lugar a procesos de calentamiento, en particular con periodos de aridez, variabilidad en las precipitaciones y eventos de inundación. La sedimentación principal se produjo en el Tardiglaciario, y ya durante el Holoceno en torno al 7,5 ka, y en varias fases a lo largo del Holoceno superior. Con la particularidad de que desde el 4,2 y el 3,1 ka cal BP se produce la agradación en forma de sedimentos gruesos (gravas). Los procesos de formación de suelo se detectaron entre el 16 y el 12,6 ka, desde el 7,5 hasta el 5,1 ka, entre el 2,8 y el 2,1 ka y después del 1,5 ka cal BP.

La comparación de las series sedimentarias fluviales del río Guadalete en Cádiz con la dinámica de otras cuencas y otros registros permite relacionar los procesos deposicionales con cambios geomorfológicos forzados por la tectónica, el nivel del mar y con las variaciones climáticas duraderas y/o rápidas (Wolf *et al.*, 2013b). La influencia humana no es clara y actúa en todo caso amplificando los procesos geomorfológicos durante periodos de deterioro ambiental, incrementando su estrés (en sentido opuesto a lo

10,855 y 10,23 ka (enfriamiento), 9,53 y 9,28 ka (fase fría), 9,0 y 8,78 ka (hacia clima cálido); 2,88 y 2,430 ka (fría), 0,979 y 0,79 ka (hacia clima cálido), 0,52 y 0,265 ka (fría) en Thorndycraft y Benito (2006); o entre el 10,75 y el 10,24 ka, 9,55 y 9,13 ka, 4,82 y 4,44 ka, 2,865 y 2,35 ka, 0,96 y 0,79 ka y 0,52 y 0,29 ka cal BP (Benito *et al.*, 2009).

propuesto por Bellin *et al.* (2013). Al inicio del Holoceno la sedimentación indica la existencia de un periodo árido. Le sigue un periodo pedogénico entre el 9,0 y 8,0 ka cal BP. A partir de esa fecha se incrementan las inundaciones que dan lugar a procesos de acreción que culminarían en el 6,9 ka cal BP y que ponen en relación con el evento 8,2. Una nueva fase pedogénica se habría dado entre el 7,0 y el 6,0 ka cal BP. Posteriormente identifican una importante fase erosiva de la llanura de inundación (antes del 4,6 ka cal BP), que responde a una muy intenso desplazamiento del sistema de meandros. La dinámica más reciente parece estar condicionada por la gestión humana. Las primeras formaciones aluviales se producen a partir del 2,3 ka cal BP, asociadas a un intervalo climático seco.

El estudio de los depósitos fluviales en el Guadalquivir en Córdoba muestra cambios fluviales entre 5 y 2 ka cal BP, que parecen ser controlados principalmente por factores hidroclimáticos (Uribelarrea y Benito, 2008), probablemente realizados por impactos humanos leves durante el Bronce Antiguo y el Bronce Final (Butzer, 2005). Posteriormente la acción humana en la cuenca es determinante, en particular en el cambio de Era, ya que la activa dinámica fluvial se produce en un contexto ambiental favorable (Butzer, 2005) y es coincidente con procesos de deforestación antrópica.

Finalmente, el registro geoarqueológico permite conocer la dinámica sedimentaria reciente de la cuenca baja del Túrria (Carmona y Ruiz, 2011; Ruiz Pérez *et al.*, 2015, para fases más recientes). Estos autores identificaron una serie de fases sedimentarias en las que las variables climáticas y antrópicas tienen un papel relevante. De las dos fases en las que predominan los grandes eventos de inundación, la primera sería claramente de origen climático y la segunda estaría muy condicionada por la acción humana, aunque esta está presente a lo largo de toda la evolución reciente de este medio. Una primera fase de eventos de inundación de elevada magnitud motivados por causas climáticas, en la cual se depositan arenas en contacto erosivo con la terraza holocena. Le sigue un periodo de lenta agradación y formación de diques en época romana (entre el siglo II a.C. hasta el V d.C. que coincidiría con la fase húmeda pero de intensa presión sobre la cuenca.

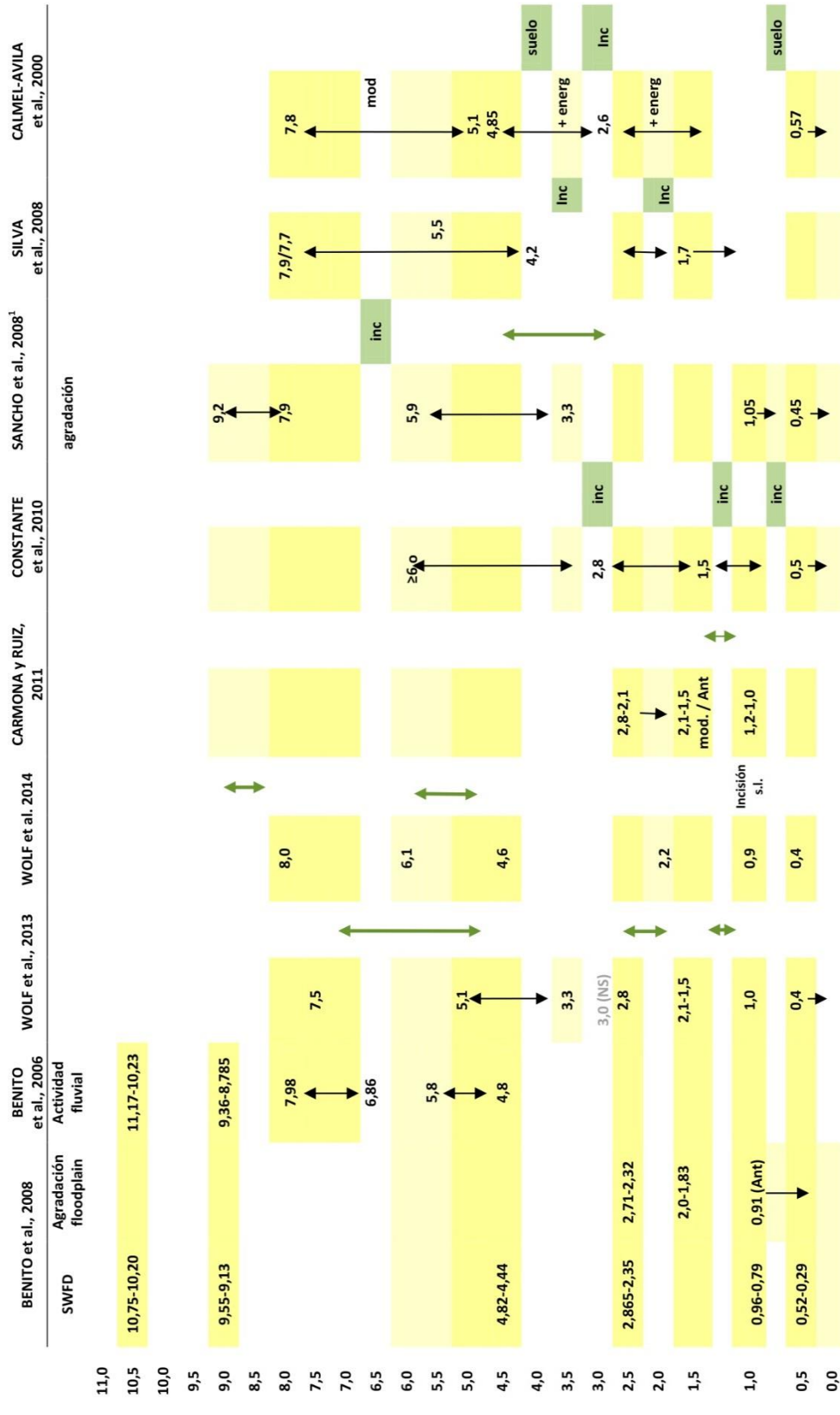


Tabla 5.6a. Procesos identificados en estudios paleoambientales de medios fluviales y aluviales. Los colores amarillos indican procesos de agradación en los cauces, los verdes de incisión. Las flechas indican periodos prolongados de agradación (negra) o incisión (verde). (Ant.: impacto antrópico; s.l.: cambios en el nivel marino; mod.: agradación moderada; inc: incisión, +energía: depósitos de mayor energía; suelo: formación de suelos).

BELLIN et al., 2013			
PERIODO ka BP	PALEOCLIMA	PROCESOS en las CUENCAS	
12,5 - 11,5	Frío y árido	Morfogénesis	
11,5 - 7,0	Templado y húmedo	Baja agradación y Estabilidad	
7,0 - 5,6	Tendencia a la aridez	Morfogénesis	
5,6 - 4,95	Árido (A4)	Túnez	
4,95 - 4,7		Morfogénesis	
4,7 - 4,1	Templado y húmedo		
4,1 - 3,91	Árido (A3)		Librilla
3,91 - 3,4			
3,4 - 2,85	Frío y húmedo		
2,85 - 2,5	Árido (A2)	Morfogénesis	
2,5 - 1,9	Templado y húmedo	Vera	
1,9 - 1,3/1,2	Árido (A1)	Morfogénesis	
1,3/1,2 - 0,6	MCA	Húmedo?	Vera y Túnez
0,458 - s. XX	Frío y húmedo	Morfogénesis	
s. XX	Árido y cálido		

Tabla 5.6b. Fases climáticas y eventos de la propuesta sintética de Bellin *et al.*, 2013.

5.3.2. Estudios en abanicos aluviales, corrientes efímeras y vertientes

Los abanicos aluviales son medios de compleja dinámica en los que son factores determinantes de su evolución la tectónica, los cambios del nivel de base y el clima (Mather *et al.*, 2003; Mather y Stokes, 2003). Siendo este último el principal factor de control primario (Harvey y Wells, 2003; Harvey *et al.*, 2003; Harvey, 2004; Harvey *et al.*, 2005). También los medios aluviales y de vertiente, particularmente en áreas áridas, son excelentes indicadores de los cambios ambientales y proporcionan información útil sobre la respuesta geomorfológica de los sistemas a la variabilidad climática a partir de su estudio con técnicas radiométricas y geoarqueológicas (Burillo *et al.*, 1981; Peña-Monné, 1996). Aunque algunos estudios ponen en cuestión las posibilidades que ofrecen la laderas como fuente de *proxies* para la constatación de los cambios climáticos (Leopold y Völkel, 2007). Es por ello que la información paleoambiental preservada de los registros holocenos deben ser interpretados con cuidado, dado el alto grado de complejidad de los sistemas, su interacción dinámica, la variabilidad climática y el

impacto humano son los factores claves (Sopena y Peña, 1998; Gutiérrez-Elorza y Peña-Monné, 1998; Peña *et al.*, 2000, 2004 y 2005).

El estudio del sistema de formaciones aluviales y fluviales de un abanico/glacis de la rambla de Librilla en la cuenca del Guadalentín, documenta un empeoramiento del clima y un incremento de la presión antrópica sobre el medio, expresados en la construcción de un glacis con fracciones gruesas desde el Calcolítico hasta el Hierro Antiguo (Calmel-Ávila, 2000). En la secuencia se observa un primer proceso de agradación en el Holoceno temprano en forma de sedimentos fluvio-lacustres desde antes del 7,3/ka cal BP y hasta el 5,0 ka cal BP, momento en el que se forma un depósito fluvio-torrencial y posteriormente un paleosuelo 4,4/4,2 ka cal BP, como resultado de factores neotectónicos. Sella la secuencia de glacis un depósito heterométrico datado a techo en torno al 2,7/2,5 ka cal BP. Tras una breve fase de incisión, se produjo la formación de un nivel aterrazado construido en dos fases, una primera que se inicia en torno al 2,62/2,37 ka cal BP, y una segunda en torno al 0,66/0,57 ka cal BP, separados por un débil paleosuelo.

El estudio del abanico de Lorca, muy próximo y en la misma cuenca, da unos resultados comparables (Silva *et al.*, 2008, Calmel-Avila *et al.*, 2009), que muestran la evolución de un sistema aluvial a otro fluvial integrado en una red de drenaje de un paisaje semiárido, que según sus autores en gran medida respondería a procesos dinámicos. Su comportamiento en el Holoceno superior estaría en parte determinado por factores climáticos, en particular el incremento de las precipitaciones de marcada estacionalidad. Se documenta la formación de la parte proximal del abanico entre antes del ~7,9/7,7 ka cal BP y el Neolítico Tardío/Calcolítico (~5,5/4,2 ka cal BP), posteriormente se estabilizó e incidió. A partir del Bronce Final y hasta época romana se forma una primera terraza que posteriormente se encajará, les sigue otra de menores dimensiones fechada en torno al 1,7/0,95 ka cal BP.

En el estudio morfoestratigráfico de los depósitos aluviales del parque natural de Bardenas Reales (Navarra) se observó que las fases deposicionales están asociadas con fases áridas y/o con fases de alta variabilidad hidrológica (inundaciones y sequías) a escala regional (Sancho *et al.*, 2008a y b). Según estos autores los cambios en la circulación atmosférica del Atlántico Norte pueden proporcionar la clave para explicar la naturaleza de la actividad aluvial holocena en este área. Documentan una primera fase de agradación (MU1) entre el 9,2 y el 7,9 ka cal BP. Aunque otros estudios define en esta área una formación aluvial en condiciones de aridez entre el 9,0 y el 7,0 ka cal BP (Bastida *et al.*, 2013) centrado en torno al evento frío 8,2 ka cal BP, su extensión temporal apoya la idea de que es un deterioro climático global la causa subyacente para este evento (Gómez-Paccard *et al.*, 2013). Tras esta fase se produce la apertura de la cuenca a través de la acción fluvial. A partir del 5,9 y hasta el 3,3 ka cal BP se produjo una acumulación sedimentaria (MU2) en un contexto de activa morfogénesis, con fases alternas de aluvionamiento y encajamiento, que coincidiría con una disminución de la humedad (Bastida *et al.*, 2013). Disminuye la actividad fluvial entre el 3,3 y el 1,05 ka cal BP. Entre 1,05 y 0,5 ka cal BP se produciría una nueva cubierta aluvial (MU3), a la que se superpone un depósito de inundación (MU4) entre el 0,45 ka cal BP y la actualidad.

Los depósitos de ladera y aluviales de valles de fondo plano parecen ser sincrónicos en la depresión del Ebro y los relieves marginales y son ambientalmente sensibles a las fluctuaciones ambientales del Holoceno superior (Gutiérrez-Elorza y Peña-Monné, 1998). La conservación de los depósitos de ladera se daría en fases en las que se combina la producción de regolita con una buena cubierta vegetal y el desmantelamiento estaría en relación con la aridez, que favorecería la erosión en las partes altas del sistema y la sedimentación en las cuencas bajas. El actual proceso erosivo parece resultado de la presión humana. En un estudio de síntesis para el valle del Ebro y Teruel se ha propuesto que en el Neolítico se habría producido la deforestación antrópica de las laderas en un contexto climático cálido, que favorecerían la sedimentación en los valles de fondo plano. Entre el 4,0 y el 2,5 ka cal BP, en una fase húmeda, se forman depósitos estables en las laderas. Entre el 2,5 y el 1,5 ka cal BP las condiciones vuelven a ser áridas y se produce la acumulación en conos y fondos de valle. La sedimentación culmina en época romana tardía, en los siglos IV-V d.C., periodo en el que se inicia la incisión. Un reciente trabajo en la cuenca del Huerva ofrece resultados similares a estos. Relaciona los procesos sedimentarios de ladera con los cambios climáticos del IACE (*Iron Age Cold Epoch*), RWP (*Roman Warm Period*) y LIA (*Little Ice Age*), y con los RCC (Pérez-Lambán *et al.*, 2014).

En relación con los anteriores, el estudio de los abanicos aluviales asociados a corrientes efímeras del valle del Ebro muestra sucesivas fases morfogenéticas que sus autores ponen en relación con el predominio de los factores antropogénicos ampliados por las condiciones climáticas favorables a la morfogénesis, dada la falta de sincronía en el desarrollo de estos (Constante *et al.*, 2010 y 2011). En el caso del curso de la Virgen (Constante *et al.* 2010), la sedimentación del fondo de valle se inicia en el 6,0 ka cal BP y sigue hasta bien avanzada la época romana. Aunque las causas de los procesos son inciertas, y particularmente los de encajamiento pueden deberse a causas intrínsecas, los autores proponen que la erosión de laderas y la agradación del valle en un contexto ambiental cálido y húmedo es el resultado de un aumento de la población humana y la consecuente deforestación y la degradación del suelo.

5.3.3. Los relleno detrítico de las cavidades kársticas

Las cavidades kársticas constituyeron un medio prioritario de análisis del paleoambiente en relación con las sociedades humanas a lo largo de la segunda mitad del siglo XX (Miskovsky, 1974 y 1981; Laville, 1975; Brochier, J.E., 1977; Brochier, J.L. 1978; Courty, 1983, entre otros; y Hoyos, 1979 y 1994; Hoyos y Laville, 1982 y Hoyos y Aguirre, 1995, específicamente en la península Ibérica).

En nuestro territorio son paradigmáticos los trabajos orientados al estudio paleoambiental y geoarqueológico llevados a cabo por la Dra. María Pilar Fumanal García a finales del siglo pasado, y los del Dr. Jesús Jordá Pardo y la Dra. M. Mercè Bergadà i Zapata, ya en este siglo, y desde una perspectiva geoarqueológica con la que nos identificamos plenamente.

Fumanal a lo largo de su carrera investigadora, consolidada con su tesis (Fumanal, 1986), analizó desde una perspectiva paleoambientalista los rellenos kársticos de diversas cavidades valencianas según los modelos vigentes a finales del siglo XX. También

estudio series sedimentarias de diversas cavidades en el contexto del Mediterráneo occidental (Carrión *et al.*, 1995; Fumanal, 1997). Los resultados de sus trabajos en el País Valenciano fueron publicados de manera sintética en 1995. En ellos se propone una secuencia paleoclimática, que una vez calibrada, se ajusta al modelo de oscilaciones en la humedad actualmente vigente: (i) hasta el 8000 no calibrado BP, propone unas condiciones frescas y estacionales ; (ii) le sigue una fase, en torno al 8000 (8,9/9,8 ka cal BP¹⁸), con desarrollos edáficos; (iii) entre el 7600 y el 6000 ka BP (8,45/8,38 al 6,9-6,78 ka cal BP) se harían producido unas condiciones favorables para la morfogénesis y la denudación de los depósitos de ladera; (iv) entre el 6,0 y el 4,5 ka BP (6,9/6,78 al 5,26/5,06 ka cal BP) se daría la fases más húmeda del Holoceno, y finalmente (v) a partir del 4,5 ka cal BP se habrían instalado unas condiciones de elevada resistasia y activa influencia humana.

Los trabajos de Jordá Pardo, especialista en estudios litoestratigráficos y cronoestratigráficos, se han centrado en cavidades habitadas situadas en el norte de Alicante, en la Cueva de Nerja y en contextos del paleolítico medio de la península Ibérica (para estos últimos ver Maroto *et al.*, 2012; Wood *et al.*, 2013; Higham *et al.*, 2014). Sus estudios llevados a cabo en la Cueva de Nerja para el Holoceno muestran una compleja sucesión de fases sedimentarias y erosivas que pudieran estar en relación con las oscilaciones climáticas (Jordá Pardo *et al.*, 2003, 2008, 2009 y 2011; Jordá Pardo y Aura Tortosa, 2008). En Tossal de Roca (Alicante) propone tres fases para el Holoceno inferior, una fresca entre el 10,5 y el 9,39 ka BP, una húmeda entre el 9,61 y el 8,55 ka BP y un nuevo enfriamiento entre el 8,4 y el 8,2 ka BP (Cacho Quesada *et al.*, 2001). Los estudios llevados a cabo en Santa Maira y Cova de la Falguera (Alicante) incluyen aproximaciones paleoambientales de otros especialistas (Aura Tortosa *et al.*, 2006 y García Puchol y Aura Tortosa, 2006). En particular, los rellenos de la última cavidad se deben a la superposición de procesos antrópicos y naturales entre el 9,0 y el 5,5 ka cal BP aproximadamente, estos últimos ligados al funcionamiento de arroyadas más o menos energéticas asociadas a momentos en los que predomina la escorrentía superficial, aportes gravitacionales o el desarrollo de precipitados kársticos, en un contexto ambiental seco y de distribución de las precipitaciones estacional, que hace coincidir con el propuesto por Fumanal (1986).

Finalmente Bergadà i Zapata se formó en el ámbito de la microsedimentología e inició sus investigaciones en yacimientos del Tardiglaciario y Holoceno inferior en Cataluña, llevando cabo aportaciones tanto desde el punto de vista cultural como paleoambiental (Bergadà, 1997 y 1998; Bergadà *et al.*, 2000 y 2009). En tierras valencianas trabaja en la actualidad en yacimientos tan relevantes como la Cova de les Cendres y Cova Beneito, en contextos del Paleolítico superior (Bergadà *et al.*, 2012; Domènech *et al.*, 2012) y el abrigo de Peña Quebrada, del Paleolítico medio (Eixea *et al.*, 2012).

Son de nuestro interés sus estudios llevados a cabo en el tránsito al Holoceno. En Cova de Cendres se documenta una serie de episodios entre el 16,6 y el 14,2 ka BP que son los siguientes: Cendres XI, datado entre 16,6 15,6 ka BP, de clima frío, que podría ponerse en relación con algunos episodios de los documentados por nosotros en los niveles

¹⁸ Las fechas han sido calibradas a modo de ejemplo con Cal Pal Online, a partir de la curva CalPal_2007_HULU con desviaciones simuladas de 50 años. <http://www.calpal-online.de/cgi-bin/quickcal.pl>

basales de la serie estudiada en Cova d'En Pardo. Su formación se debe a procesos crioclásticos de las paredes y de procesos solifluidales, coincidiría con el tramo superior del GS 2a. A continuación, Cendres X, donde la sedimentación detrítica tiene muy poca representatividad y aparecen costras organofosfatadas de apatito que corresponden a acumulaciones de guano principalmente de aves en un momento en el cual la ocupación antrópica no fue muy activa y representa una fase de estabilidad en el medio. Hacia el 15,2 y 14,2 ka BP se documenta el nivel Cendres IX, que presenta en algunos sectores del yacimiento un contacto erosivo con el nivel anterior. Reaparece la actividad antrópica y su aporte se debe a procesos de geliflucción en un medio frío con un aumento de la humedad. Se le asignaría a los episodios finales del GS 2a en transición al *Greenland Interstadial-1* (GI-1). Al final de la secuencia de Cendres hay una fase de estabilización que se constata por la actividad biológica que entronca con los horizontes del Neolítico antiguo (Bergadà *et al.*, 2013).

Por otro lado, en su tesis y en trabajos posteriores ha identificado una serie de fases sedimentarias con significación paleoclimática para Cataluña. Del 16,4 al 14,6 ka cal BP estaría constituida por un paquete de crioclastos con arroyadas de débil intensidad y en el techo del episodio con alguna caída de bloques. Las condiciones son frías con un ligero aumento de la humedad. Del 14,6 hasta el 13,5 ka cal BP se documenta un aumento de la edafización y de la humedad ambiental en los depósitos. Del 13 al 10 ka cal BP, la sucesión de los episodios son más complejos, tras algún hiato, se distingue principalmente por un incremento de los aportes detríticos en un medio húmedo y fresco; aunque en algunos registros se localiza oscilaciones frías representadas por episodios de crioclastia. A partir del 7,0 ka cal BP las condiciones son más húmedas y benignas (Bergadà, 1998; Bergadà *et al.*, 1999; Bergadà y Serrat, 2009; Fullola *et al.*, 2012; García-Argüelles *et al.*, 2013 y García-Argüelles *et al.*, 2014).

Mención especial merecen las investigaciones destinadas a identificar niveles sedimentarios originados por usos pecuarios en cuevas, desarrollados desde la última década del siglo XX en el sur de Francia (Brochier, 1993) y continuados en el área mediterránea peninsular por M. Mercè Bergadà principalmente en Cataluña y en las islas Baleares (Bergadà, 1997; Bergadà *et al.*, 2005a; Bergadà *et al.*, 2005b; Bergadà *et al.*, 2005c y Bergadà y Cervelló, 2011), Carlos Verdasco en cavidades valencianas (Verdasco, 2001) desde la microsedimentología y Fumanal en la Cova de Bruixes desde la sedimentología (publicado póstumamente en Fumanal, 2005).

Actualmente se mantienen las aproximaciones geoarqueológicas desde varios *proxies* en el estudio de cavidades que albergan registros significativos para la historia de las sociedades prehistóricas y sus relaciones con el medio natural. La investigación arqueológica, geomorfológica y paleoambiental sigue incluyendo los estudios estratigráficos y sedimentológicos como herramienta básica en el estudio e interpretación de las series sedimentarias detríticas de cuevas (Karkanis *et al.*, 2015; Straus y González Morales, 2007). Los estudios palinológicos continúan aportando datos relevantes (Hernández-Beloqui *et al.*, 2015), así como los antracológicos (Badal *et al.*, 2012), y se han introducido nuevas aproximaciones metodológicas que completan los estudios, es el caso de la petrología estalagmítica (Martínez-Pillado *et al.*, 2014) y la geoquímica (Fornós *et al.*, 2014), entre otros.

5.4. LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS Y AMBIENTALES Y LAS CULTURAS

Las aproximaciones a las relaciones de los medios naturales y las sociedades humanas antiguas se pueden abordar desde dos perspectivas básicas que analizan las complejas relaciones de interdependencia entre medio y culturas humanas, las que plantean a las sociedades humanas como agentes de cambio ambiental a través de sus actividades, y las que exploran los efectos de las oscilaciones climáticas y ambientales naturales en las culturas. La vía de análisis fundamental es, ya lo vimos, la geoarqueología, que al integrar métodos y técnicas de las ciencias de la tierra con en el análisis arqueológico, permite dar respuesta a estas cuestiones (Butzer *et al.*, 2005; Goldberg, *et al.*, 2006; Goldberg y Macphail, 2009; Benedetti *et al.*, 2011; Walkington, 2010).

5.4.1. Impacto de los cambios ambientales

Ya hemos visto como el clima es una variable relevante en la historia humana. Los cambios en la temperatura y en el volumen y la distribución de las lluvias, los procesos de erosión en laderas, la dinámica fluvial, las grandes inundaciones, los procesos de agradación y erosión, la pérdida de suelos, la dinámica de los medios litorales y los lagos, la temperatura del agua marina y la alteración de los ecosistemas vegetales y animales, tienen un efecto innegable en las sociedades humanas cazadoras-recolectoras y en las productoras. En el Mediterráneo occidental las trayectorias culturales han mostrado una evolución a veces coincidente con los cambios climáticos, pero el estudio de algunos eventos climáticos y sus relaciones con procesos culturales ponen en evidencia una compleja relación (Cacho Quesada y Jordá Pardo (2009) y Aura Tortosa *et al.* (2011) para el tránsito del Pleistoceno al Holoceno; Mercuri *et al.* (2011 y 2014) a partir de la historia de la vegetación del Mediterráneo).

Con todo, son muchos los estudios que pretenden explicar los procesos culturales en función de estas variables. En particular en sociedades prehistóricas e históricas situadas en zonas semiáridas, muy vulnerables a los cambios climáticos abruptos. Es el caso de los vacíos demográficos identificados en la península Ibérica a finales del Mesolítico (González-Sampériz *et al.*, 2009; Bergen y Guilaine, 2009; Cortés Sánchez *et al.*, 2012), los vacíos del Sahara Oriental tras el período húmedo holoceno (Hoelzmann *et al.*, 2001) o durante una fase del Neolítico en Marruecos (Zapata *et al.*, 2013), y los observados en culturas precolombinas de Chile (Núñez *et al.*, 2002; Grosjean *et al.*, 2005). También se ha intentado explicar el colapso de algunas culturas con procesos climáticos y ambientales, como en el caso de la cultura acadia, el Imperio Antiguo Egipcio y otras culturas antiguas en torno a la 4,2/4,0 ka cal BP (Weiss *et al.*, 1993; Cullen *et al.*, 2000; Butzer *et al.*, 1997; Drysdale *et al.*, 2006).

A una escala más local, se ha explicado los procesos culturales y los abandonos de espacios de hábitat como resultado de eventos naturales catastróficos, por ejemplo inundaciones (Llobregat, 1986, recogido también en Simón García, 1997, para la Illeta dels Banyets). Interpretaciones que pensamos, se aplican de manera recurrente cuando la falta de datos arqueológicos dejan en el aire la explicación de determinados procesos históricos, en relación con una mayor o menor vigencia de paradigmas más o menos deterministas / ambientalistas. En estos casos, las causas ambientales se convierten en el

comodín al que se aferra el arqueólogo para explicar procesos que no llega a comprender, de modo que la investigación arqueológica está llena de explicaciones ambientalistas a procesos de crisis o abandono que pudieran ser el resultado de procesos culturales complejos. Es este uno de los ámbitos en los que debe reivindicarse con mayor fuerza el trabajo geoarqueológico.

En la península Ibérica son particularmente relevantes los análisis de las fases áridas en el tránsito de las culturas cazadoras-recolectoras a sociedades productoras, en contextos plenamente neolíticos y en el marco de las culturas de la edad de los metales por lo que les prestaremos una mayor atención. En el Bajo Aragón, en pleno Valle del Ebro, un área particularmente árida y sensible a los cambios climáticos, se ha documentado una posible fase de silencio arqueológico entre el 8,0 y el 7,0 que ha sido interpretado como resultado de unas condiciones ambientales desfavorables (González-Sampérez *et al.*, 2009). Se trata de un área intensamente poblada entre el 9,4 y el 8,2 ka cal BP, que se abandona de forma abrupta en torno al 8,2 ka cal BP. Estos autores fueron los primeros en proponer un *silencio arqueológico* causado por el impacto regional de los eventos climáticos, en este caso áridos. La crisis ambiental, el déficit de agua, habría obligado a los grupos de cazadores-recolectores del Bajo Aragón a emigrar a regiones con condiciones más favorables (es decir, zonas montañosas más húmedas). El espacio sólo se volverá a ocupar con modelos económicos ya productivos en el Neolítico, tras una mejora ambiental a partir del 7,3 ka cal BP.

Continuando esta línea, un estudio de la transición entre el Mesolítico y el Neolítico en el sur de la península ibérica y el Magreb muestra que se produjeron importantes y rápidos cambios ambientales entre el 8,2 y el 7,0 ka cal BP, en relación con las fases áridas destacadas en el 8,2 ka cal BP y sobre todo entre el 7,8 y el 7,3 ka cal BP, en los que se documentan enfriamiento del agua del mar superficial, aridez, retrocesos de la cubierta vegetal y descenso de la productividad del mar. Rasgos a los que se uniría el continuo ascenso del nivel marino que dificultaría los aprovechamientos litorales (Cortés Sánchez *et al.*, 2012). Cambios que según estos autores pudieron modificar las estrategias de ocupación mesolítica y explicarían el abandono que propicio la llegada de grupos neolíticos en una fase en la que se hallan en expansión a través del Mediterráneo.

Pero los silencios arqueológicos han sido cuestionados por otros investigadores pues suelen coincidir con fases de activa morfogénesis que podrían explicar la ausencia de registros. Además se han documentado situaciones similares con dataciones diversas no siempre ligadas con eventos ambientales. Así, existe un fenómeno similar en la meseta norte peninsular entre los asentamientos mesolíticos y los neolíticos pero con una datación más tardía, entre el 7,2 y el 6,5 ka cal BP en un periodo climático y ambiental distinto (Alday, 2005; Carretero *et al.*, 2008).

También se ha prestado mucha atención en el sureste peninsular al posible impacto de las condiciones ambientales en las sociedades de la Edad de Bronce, que para algunos autores fueron más relevantes para las sociedades humanas que en el Neolítico (Mercuri *et al.*, 2011). En coherencia con lo propuesto por estos autores, se ha señalado la influencia de un evento seco en el colapso de la cultura argárica en el sureste árido de la península. Aquí, la complejidad de las relaciones, la intensidad de la presión y el agotamiento de los recursos ambientales, particularmente suelo y cubierta vegetal,

podieron ser parte relevante del fin de su modelo de gestión del territorio. La sobreexplotación y la reducción de la productividad asociada a una población elevada lo explicaría (Carrión *et al.*, 2003 y 2007; Gil-Romera *et al.*, 2009). Con todo, y de nuevo, las relaciones con el medio son sin duda complejas, y para otros autores no queda demostrado que las condiciones ambientales fueran determinantes para estos procesos (Robert *et al.*, 2011b). La discriminación entre los impactos ambientales y antropogénicos sobre las civilizaciones del pasado, sin embargo, sigue siendo difícil debido a la escasez de evidencia paleoclimática de alta resolución (Büntgen *et al.*, 2011).

También, y en periodos más próximos, las variaciones climáticas pudieron influir en la productividad agrícola, la salud y el nivel de conflicto de las sociedades preindustriales ya en época histórica. El estudio de los anillos de árboles permite conocer las precipitaciones estivales y la variabilidad de las temperaturas en Europa Central durante los últimos 2,5 ka cal BP. Veranos húmedos y cálidos tuvieron lugar en los períodos de prosperidad romana y medieval. El aumento de la variabilidad climática a partir del ~1,7 al 1,35 ka cal BP coincidió con la desaparición del Imperio Romano de Occidente y la agitación del período de la migración (s. V y VI d.C.).

Aunque para muchos autores es posible proponer que el cambio climático produjo nuevas estrategias y movimientos poblacionales que condujeron a la aparición de nuevas culturas, creemos que el inicio y la decadencia de una cultura son el resultado de fases históricas críticas en las que participan diferentes agentes y factores. Así, algunos trabajos que abordan la posible influencia del clima y el medio ambiente en los cambios culturales, huyen del determinismo, trascendiendo de aproximaciones e hipótesis que consideran no del todo contrastadas que relacionan cambio cultural y paleoambiental (Butzer, 2011 y 2012). Las interacciones socio-ambientales son complejas y existen factores multicausales (Curras *et al.*, 2012). Los estudios locales son un enfoque adecuada para el análisis de estas interacciones. Un buen ejemplo de este tipo de aproximaciones es el presentado por Allcock (2013) para Turquía central, que desarrolla la hipótesis de que existen complejas interrelaciones entre cultura y medio. En ningún momento a lo largo del Holoceno identifica la variabilidad climática como motor de cambio social, pero la mayor o menor resiliencia de los sistemas naturales, en función de unas más o menos marcadas condiciones de aridez, fue relevante en periodos de crisis sociocultural.

5.4.2. El impacto humano

La acción humana ha sido contemplada como variable relevante de cambio ambiental. Los paradigmas han variado a lo largo de la historia de la investigación. La antropización o antropogénesis de los procesos fue considerada clave en paisajes tan humanizados como los mediterráneos a finales del siglo XX (Butzer, 2005). Desde entonces la investigación paleoambiental ha avanzado de forma considerable gracias a los estudios de alta resolución de registros continuos y a los nuevos métodos de análisis y datación. La constatación de la relevancia de los cambios climáticos, el descubrimiento de los eventos o fases de cambio rápido, de elevado impacto a escala humana, ha puesto al sistema terrestre muy por encima de la capacidad de cambio del ser humano (Cordier *et al.*, 2014). El paradigma vigente ha pasado a ser ambientalista. Solo a partir de los últimos milenios la actividad humana es perceptible en el medio físico y en la dinámica de los

sistemas geomórficos. La introducción de las actividades productivas en los territorios, con dataciones diversas, dieron lugar a cambios en la cubierta vegetal, en los sistemas hidrológicos y edáficos (Faust *et al.*, 2004; Ramos Muñoz y Pérez Rodríguez, 2008; Roberts *et al.*, 2011a). Así, en la península Ibérica empieza a documentarse su efecto sobre la vegetación en el Neolítico, aunque sin ser relevante, en torno al 7,0 ka cal BP, con mayor intensidad en la Edad del Bronce (3,5 ka cal BP) y en el Primer milenio a.C., y de gran impacto en el cambio de Era (en torno al 2,0 ka cal BP). Ha sido ya en el siglo XX, cuando ha producido un cambio significativo en los rasgos climáticos, provocando, tal vez, una inversión en la tendencia natural hacia el enfriamiento (Wanner y Brönnimann, 2012).

El análisis del impacto humano para las primeras fases del Holoceno se basan en el análisis de los cambios en las especies y en la cubierta vegetal, a partir del uso intensivo del fuego, ya desde el Mesolítico, en la introducción de especies productivas y en transformaciones de los suelos naturales desde el Neolítico, la contaminación derivada de actividades de alto impacto en el medio como las mineras desde la edad de los metales y los grandes cambios introducidos en el uso del territorio a partir de la Edad del Hierro, que parecen tener un impacto destacado en los medios fluviales. En particular la historia del fuego se ha convertido en un aspecto de gran relevancia en este tipo de aproximaciones (González-Pérez *et al.*, 2004; Kaal *et al.*, 2009; Abel-Schaad, 2013; Jiménez-Moreno y Anderson, 2012). Los ecosistemas mediterráneos se adaptarían al fuego y a la sequía desde muy antiguo (Roberts *et al.*, 2011a). Con frecuencia los fuegos forman parte del ecosistema o están en relación con modelos de gestión cazadoras-recolectoras en un modelo muy complejo estudiado en el Pirineo (Cunill *et al.*, 2013; Riera y Turó, 2011).

En el Mediterráneo occidental en el primer impacto visible de las actividades humanas comienza a percibirse en ca. 7,25/6,95 ka cal BP (alrededor del 5.000 a.C.), particularmente en forma del incremento de los pastos en las regiones ocupadas por las sociedades productoras, aunque cada una con sus características específicas (Marinova *et al.*, 2012; Zapata *et al.*, 2013). En Cova de l'Or y en menor medida en Cova de les Cendres, al norte de Alicante, se observa su influencia en torno al 7,5 ka cal BP según la palinología (Dupré, 1995) y el 7,0 ka cal BP según la antracología (Badal, 1994 y 1995; Badal *et al.*, 2012). En Moixent, al sur de Valencia, se produce un retroceso del bosque de ribera a partir del 7,0 ka cal BP que revela la incidencia de las primeras transformaciones agrícolas en estas zonas (Tallón-Armada *et al.*, 2014). En Banyoles se documenta procesos de deforestación a partir del 7,25 ka cal BP, a partir de un estudio de alta resolución de polen y macrorrestos vegetales (Revelles *et al.*, 2015). En el lago pirenaico de Estanilles se observa la presencia humana a través del polen en el 7,0/6,0 ka cal BP (Pérez-Obiol *et al.*, 2011) y en la meseta norte se documenta la presencia de hongos coprófilos entre el 6,4 y el 6,0 ka cal BP en un yacimiento arqueológico (Morales-Molino, 2014).

Roberts *et al.* (2011a) proponen un periodo de *mélange* entre el 6,0 y el 5,3 ka cal BP en el que es difícil distinguir la actividad humana o el clima como factores primarios (Dupré, 1995; Thordycarf y Benito, 2006; Zielhofer *et al.*, 2008). La presión humana habría dado lugar a la degradación forestal en las cuencas bajas del sureste español de forma evidente a partir del 5 ka cal BP (Carrión *et al.*, 2007), pero también en el Pirineo (Ejarque *et al.*, 2010), en el noroeste

(Martínez-Cortizas *et al.*, 2005 y 2009) y en el litoral mediterráneo (Jalut *et al.*, 1997 y 2000). En el noroeste y centro de la península Ibérica los bosques originales no fueron capaces de recuperarse por completo de los incendios, en relación probablemente con la actividad humana, y matorrales y pastizales se volvieron dominantes; esto ocurrió aproximadamente entre el 5,8 y el 5,4 ka cal BP (Morales-Molino *et al.*, 2013).

La influencia humana habría sido más intensa en época argárica, al menos en el sureste, afectando ya a la totalidad de las cuencas (Carrión *et al.*, 2010). De igual modo parece que es la Edad del Bronce el periodo en el que se intensifica la presión sobre el medio en el Mediterráneo oriental (Roberts *et al.*, 2011b). Parece claro el papel humano en el incremento de los fuegos forestales que se habría producido aproximadamente entre el 4,0 y 3,0 ka cal BP (Vannière *et al.*, 2011 en el Mediterráneo; García-Alix *et al.*, 2013 para el sur de la península). En el Mediterráneo occidental diversos estudios paleobotánicos en medios marinos y continentales detectan la existencia de fases áridas con cambios relevante en la cubierta vegetal, en las que la actividad humana sería una variable relevante: en torno al 4,5 ka cal BP en el norte de Cataluña (Ferme *et al.*, 2014), hacia el 4,0 ka cal BP en Gallocanta (Montserrat-Martí, 1992), en torno al 3,0 ka cal BP en las tierras de montaña del norte y centro de la península Ibérica (Rubiales *et al.*, 2012), del 3,0 al 2,5 ka cal BP en sur de Catalunya (Julià *et al.*, 2000), en torno al 2,8 ka cal BP en el lago pirenaico del Burg (Bal *et al.*, 2011) y en torno al 2,6 ka cal BP en Valle Cubillo (Jalut *et al.*, 2009).

El periodo ibérico y el romano son sin duda claves en los cambios producidos en el medio como resultado de la acción humana. Se documenta un declive global del bosque mediterráneo (Fletcher *et al.*, 2013), también en ámbitos extrapeninsulares (Servera Vives *et al.*, 2014), y en algunos sectores se propone una fase definida como de “rextasia antrópica” (Borrelli *et al.*, 2013, para los Apeninos). La tala de bosques para la agricultura fue uno de los principales motores del cambio ambiental desde al menos la Edad del Hierro en el noroeste de la península (~2,685 ka cal BP en adelante); la fase más intensa de la deforestación ocurrió durante la época romana y germánica y la Baja Edad Media (Silva Sánchez *et al.*, 2014, desde la paleoedafología). Son muchas las evidencias que revelan la intensificación de los procesos sedimentarios en época romana (Ejarque *et al.*, 2010; Amorosi *et al.*, 2013 en Toscana). En Zoñar se describieron como naturales (Martín-Puertas *et al.*, 2009) y posteriormente fueron interpretados como antrópicamente inducidos (Martín Puertas *et al.*, 2010). En el norte de Cataluña se documentan los primeros cultivos en época ibérica y una intensa transformación del paisaje en época romana (Palet *et al.*, 2012). Las concentraciones de elementos traza en la turbera de Roñanzas (Asturias) revelan una contribución humana antigua en los procesos naturales, pero la influencia de los factores antropogénicos predomina en los dos últimos milenios (Gallego *et al.*, 2013).

En algunos sectores la influencia humana es insignificante hasta época romana, es el caso de un paleolago en Teruel (Aranbarri *et al.*, 2014) o de un lago travertínico en Guadalajara (Currás *et al.*, 2012). Su impacto sería posterior en medios muy alejados de la presión directa como las plataformas continentales, en el caso de la

situada frente al Guadiana, en torno al 1,5/1,0 ka cal BP (Mendes *et al.*, 2012, a partir en este caso del análisis de asociaciones de foraminíferos).

El impacto de actividades tan transformadoras como la minería se documenta ya desde el 3,8 y el 3,0 ka cal BP en los elementos traza de los sedimentos de Doñana (Carretero *et al.*, 2011). Específicamente se observa la presencia de plomo en todo el sur peninsular, tanto en registros continentales como marinos, desde la Edad del Bronce (~3,0 ka cal BP), y con especial importancia durante el Bronce Final y la primera Edad del Hierro (García-Alix *et al.*, 2013), y desde época fenicia y particularmente en época romana en Zoñar (Martín- Puertas *et al.*, 2010). En las tierras altas peninsulares su relevancia, junto con la intensificación del pastoreo, las actividades agrarias y la silvicultura, se da durante el período romano, es el caso de los Pirineos (Pélach *et al.*, 2009; Ejarque *et al.*, 2010).

La influencia de las actividades humanas en las cuencas fluviales tiene un impacto decidido en los sistemas fluviales en el final Holoceno superior (Van Andel *et al.*, 1990; Faust *et al.*, 2000 y 2004; Zielhofer y Faust, 2008; García-Ruiz, 2010; Constante *et al.*, 2010). En el curso bajo del Turia los procesos aluviales, de bajo rango, producidos en época romana, se asociarían a la intensa presión humana sobre la cuenca (Carmona y Ruiz, 2011). En la misma línea, un estudio sintético de sistemas fluviales propone que durante fases de condiciones climáticas húmedas se darían condiciones de elevada y baja intensidad dinámica sedimentaria, en función de un mayor o menor impacto humano (Bellin *et al.*, 2013). Otros trabajos proponen en cambio que la influencia humana ha consistido básicamente en la amplificación del impacto sobre la vegetación y los procesos geomorfológicos durante periodos de deterioro ambiental, incrementando su estrés (Mercuri *et al.*, 2011; Wolf *et al.*, 2013b).

Por otro lado, y finalmente, en las aproximaciones geoarqueológicas a las formaciones sedimentarias coluviales y aluviales en el valle del Ebro, se ha observado cierta diacronía en los rellenos de valles en relación con factores dinámicos y con la influencia humana (Gutiérrez-Elorza y Peña-Monné, 1998, Constante *et al.*, 2010 y 2011).

6. COVA D'EN PARDO DE PLANES

6.1. INTRODUCCIÓN

El yacimiento arqueológico de Cova d'En Pardo es una cavidad kárstica con niveles de relleno del Pleistoceno y el Holoceno que poseen evidencias de ocupación humana. Se abre a la vertiente de solana de la sierra de l'Albureca, en el término municipal de Planes, al norte del provincia de Alicante (Fig. 6.1, 6.2 y 6.3). Fue estudiado bajo la dirección de Miquel Tarradell por Enrique Llobregat y Vicente Pascual, a partir de dos breves campañas de excavación llevadas a cabo en 1965 (Soler Díaz, 2012). De ellas se conservan, además del registro arqueológico y material, dos perfiles abiertos en la sala izquierda de la cavidad, sector en el que centraron sus trabajos.

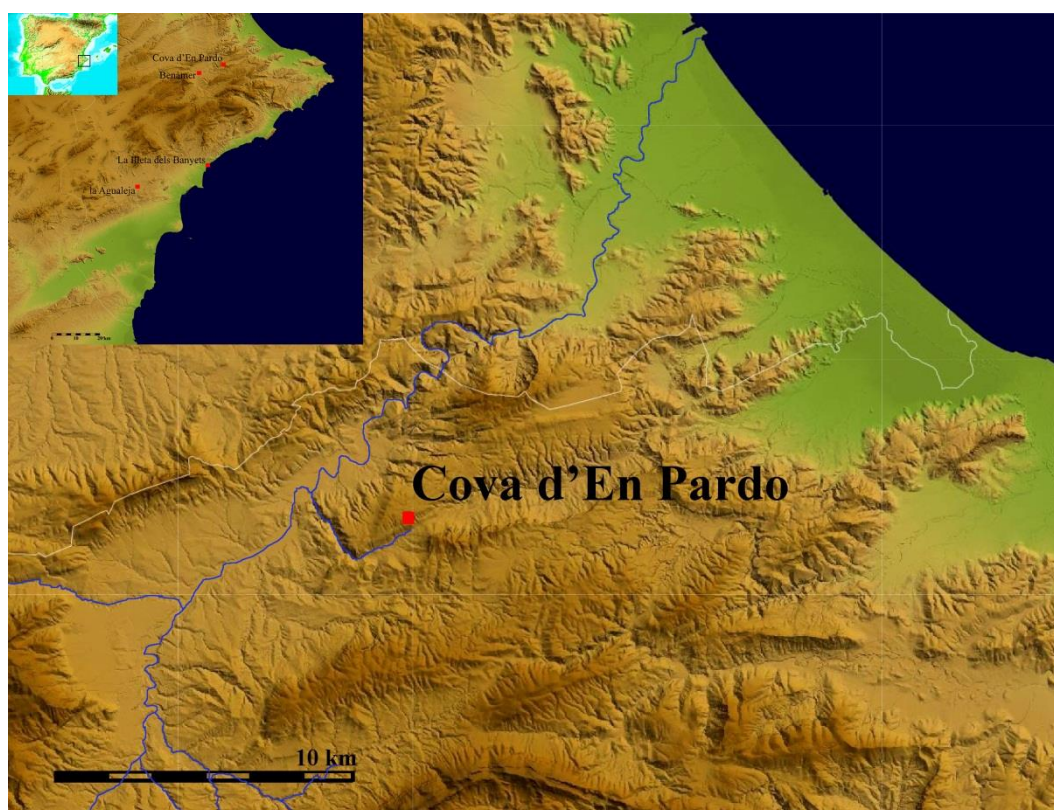


Fig. 6.1. Localización de la Cova d'En Pardo de Planes. Base cartográfica: Institut Cartogràfic Valencià.

Ya en estas campañas se pudo establecer la secuencia cronocultural del yacimiento, que arranca en un momento impreciso del Paleolítico superior, continua con evidencias del Paleolítico superior final / Epipaleolítico y con diversas ocupaciones del Neolítico, incluyendo una muy relevante fase de enterramientos calcolíticos.

El Dr. Jorge A. Soler Díaz reinició la investigación de la secuencia cultural de la cavidad en 1993 con un proyecto pluridisciplinar dentro del programa de excavaciones ordinarias del Museo Arqueológico Provincial de Alicante. Sus excavaciones, que se extendieron hasta 2007, se centraron en el estudio de los niveles de la Prehistoria reciente de la sala derecha

(Fig. 6.3), aunque durante las primeras campañas se prestó especial atención a los perfiles de la sala izquierda, que fueron objeto de análisis sedimentológico y palinológico por parte de las Dras. María Pilar Fumanal y Michèle Dupré (Soler Díaz *et al.*, 1999). Ello permitió establecer un perfil tipo que sirvió de guía en la mayor parte del proceso de excavación; dada la peculiar correspondencia que *grosso modo* se observa en la cueva entre la secuencia estratigráfica natural y la secuencia cultural, y el escaso buzamiento de las unidades sedimentarias superiores.

El proyecto ha permitido documentar un conjunto de niveles y fases de ocupación del Neolítico antiguo, separados de los que muestran evidencias de uso de la cueva durante el Epipaleolítico por unidades estratigráficas fundamentalmente estériles, aunque incluyen restos de cultura material en posición secundaria. Durante un extenso periodo del Neolítico medio la cueva se utilizó intensamente como redil, desde el horizonte de las cerámicas esgrafiadas hasta el contexto cultural de las producciones cerámicas peinadas. En el Calcolítico sirvió de necrópolis de inhumación múltiple. Finalmente se documentaron evidencias de sucesivas fases de ocupación, entre las que destaca su uso como lugar de habitación puntual y de enterramiento en el Bronce Final y como redil en la Edad Media y la Edad Moderna, además de algunas pruebas de su uso puntual en la Edad del Hierro.

Nosotros, por nuestra parte, participamos con María Pilar Fumanal en su estudio geoarqueológico durante los primeros años de investigación. En concreto llevamos a cabo su análisis sedimentológico. Desde 1998 y hasta 2007 formamos parte del equipo de investigación y participamos en el establecimiento de la estratigrafía de la cavidad, así como en la resolución de problemas geoarqueológicos. El estudio de los rellenos sedimentarios en su contexto nos ha permitido elaborar una propuesta de dinámica sedimentaria y paleoambiental que pone en relación los procesos naturales con la acción humana.

6.2. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

La Cova d'En Pardo forma parte del sistema kárstico de la sierra de l'Albureca (Fig. 6.2 y 6.5). Un relieve calcáreo ubicado en el paisaje de abrupto modelado que ocupa las comarcas alicantinas septentrionales, en el que alternan prominencias montañosas calizas con valles y suaves depresiones margosas. Se abre junto a un barranco en la parte alta de

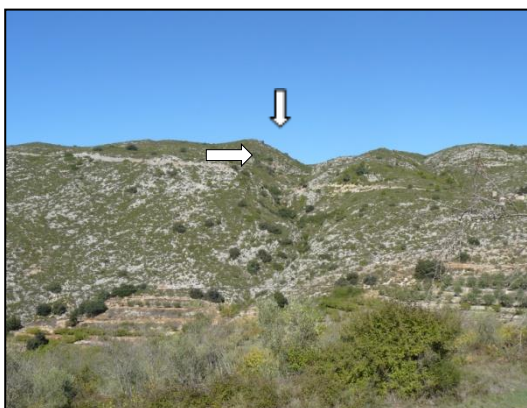


Fig. 6.2. Cova d'En Pardo en las laderas de l'Albureca.



Fig. 6.3. Interior de la Cova d'En Pardo. Sala derecha.

la ladera de una de sus vertientes meridionales, a 680 m de altitud y a 130 m sobre el fondo de un valle que delimita por el sur la sierra o Serra Foradada / dels Llombos, y que está drenado por la Rambla de la Gallinera hacia el este y por el barranco de Llombo hacia el oeste (Fig. 6.4 y 6.7).

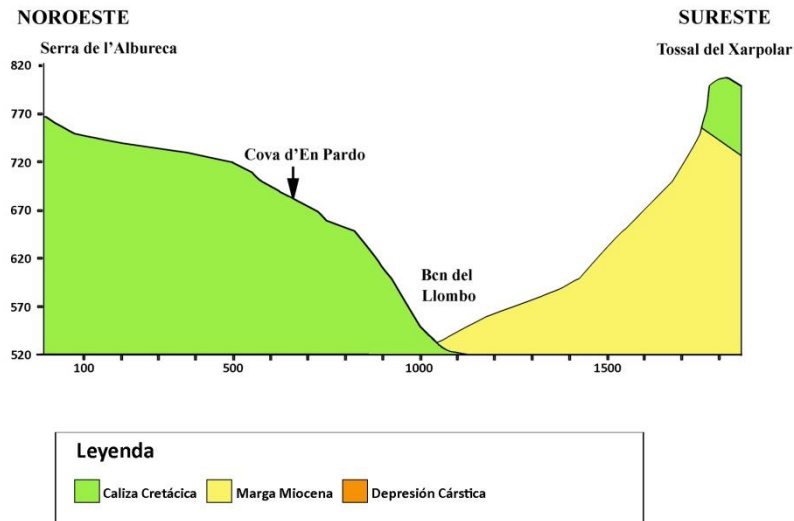


Fig. 6.4. Esquema del corte geológico del área de estudio.

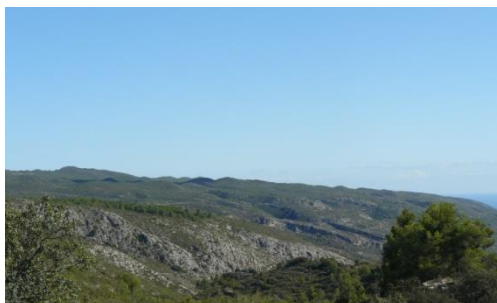
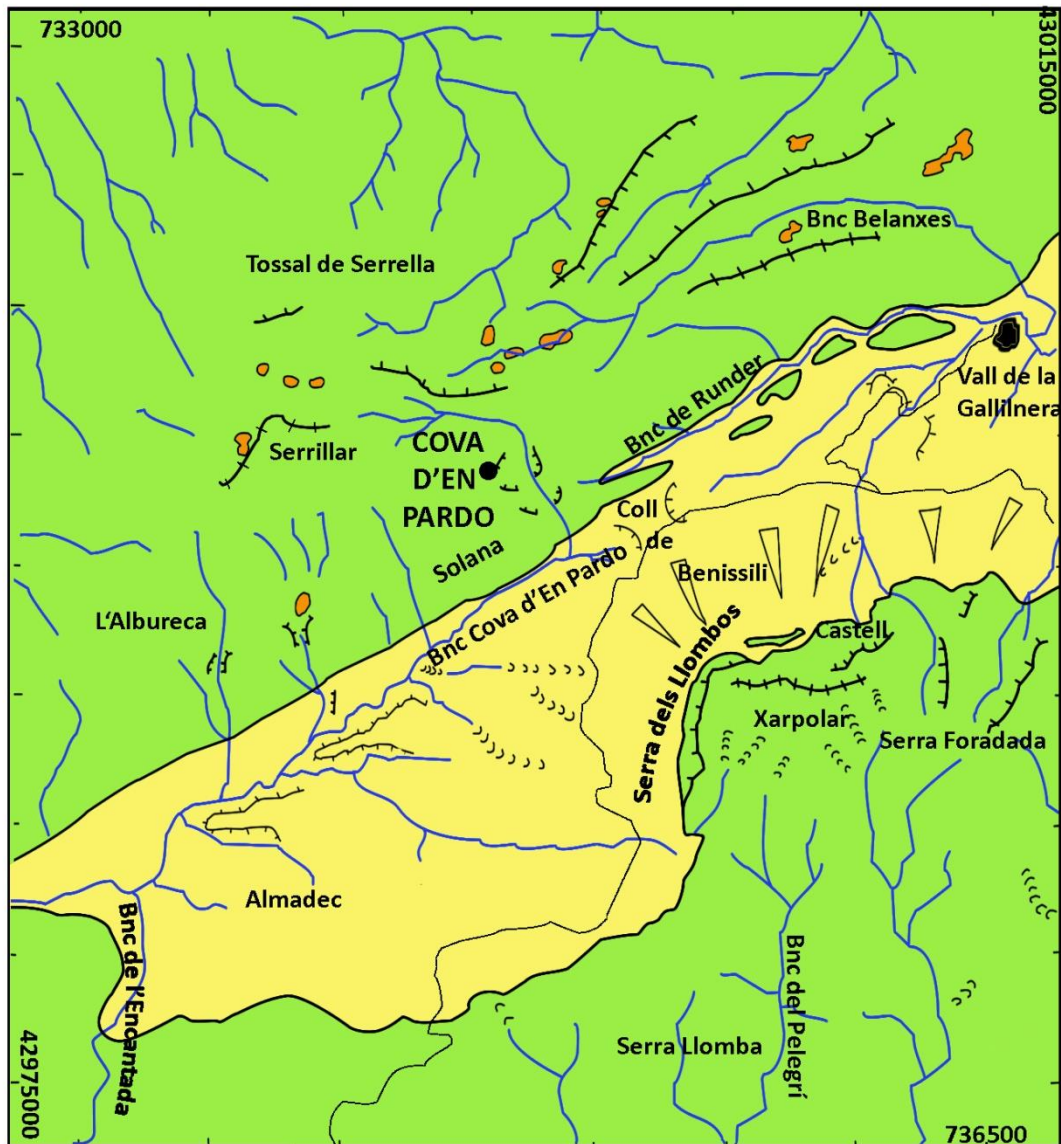


Fig. 6.5. Cumbres aplanadas de la Serra de l'Albureca.



Fig. 6.6. Cauce del Barranc. Fotografía aérea (Institut Cartogràfic Valencià).



Leyenda	
	Caliza Cretàcia
	Marga Miocena
	Depresió Càrstica
	Crestas pronunciadas
	Escarpes tectònics i geomorfològics rellevants
	Cauces fluvials
	Vaguadas

Fig. 6.7. Esquema geomorfològic del àrea de estudi.

Estructuralmente este área geográfica pertenece al dominio externo de los sistemas béticos, caracterizado geológicamente por la sucesión de pliegues de dirección ENE-WSW y vergencia norte. Las elevaciones anticlinales están formadas por materiales calizos cretácicos, y los sinclinales, que conforman los valles intramontanos, están constituidos por series sedimentarias de margas calcáreas de edad terciaria (IGME, 1975). La vergencia norte da lugar a cabalgamientos y paisajes escarpados en las vertientes a umbría, es el caso de la sierra Foradada, y a un suave modelado kárstico en las de solana, como aquella en la que se encuentra la Cova, donde las cumbres aplanadas, superficies de erosión de edad precuaternaria (Garay, 1995 y 2004) y las depresiones kársticas rellenas de *terra rossa*, caracterizan el relieve (Fig. 6.4, 6.5 y 6.7).

El barranco en cuya ribera occidental se abre la cueva posee un perfil longitudinal irregular, con segmentos de pendiente desigual y saltos verticales de pocos metros, resultado de controles tectónicos y kársticos. Su tramo superior, por encima de la cueva, es de baja pendiente y orientación predominante E-W, y atraviesa sucesivas depresiones kársticas interconectadas (Fig. 6.6). El sector intermedio, en el que se halla la cueva, posee una orientación *quasi* transversal a la anterior y de mayor pendiente. Aquí sus márgenes presentan con frecuencia una geometría de embudo, con resaltes topográficos a modo de barreras, que quizá se correspondan con posibles dolinas desventradas (Fig. 6.8), aunque también estarían en relación con el buzamientos de los estratos calizos. Podría tratarse de antiguas depresiones kársticas comunicadas por sumideros asociados a fracturas, que exhumaron los procesos de erosión y el colapso de bóvedas, dando forma a la red de drenaje subaérea actual. El sector final, a los pies del relieve, aparecen acumulaciones sedimentarias en forma de abanico, depósitos de cantos y gravas angulosos y subangulosos empastados en limos y arena de color pardo rojizo y marrón oscuro, formando al menos dos claras unidades sedimentarias (Fig. 6.9), posiblemente del Pleistoceno Superior final / Holoceno inferior y del Holoceno medio / superior respectivamente.



Fig. 6.8. Vista del entorno del yacimiento.



Fig. 6.9. Sedimentos del abanico del sector bajo del barranco.

Este barranco forma parte de la cabecera del curso del Llombo, tributario del barranco de l'Encantada, que lo es a su vez del río Serpis. Como ya se ha comentado, este sistema, junto con el de rambla Gallinera, construyen las redes que drenan el valle en dirección opuesta, ya que esta última lo hace hacia el mar. La divisoria de aguas entre ambas, Coll de Benisili, se halla en las proximidades de la cavidad y coincide con el límite comarcal entre el Comtat y la Marina Alta (Fig. 6.10).

En las sierras Foradada y dels Llombos las vertientes son de perfil cantíl-recto-concavo. La parte alta, caliza, responde a los cabalgamientos tectónicos arriba citados (Fig. 6.11). Los segmentos intermedios, construidos sobre margas, dan lugar a suelos poco profundos, con frecuencia constantemente rejuvenecidos por los procesos de erosión, en forma de arroyadas difusas y movimientos de masa, aunque se pueden documentar algunos restos de formaciones sedimentarias antiguas. En el valle se han modelado diversas superficies de erosión sobre las margas a lo largo del Cuaternario. Éstas se suceden a cotas progresivamente más bajas, partiendo de la que constituye la divisoria entre Llombo y Gallinera, Coll de Benisili (Fig. 6.7 y 6.10), en torno a la cota 600, que puede ser considerada como de edad pliocuaternaria (Dumas, 1977).

Por su parte, las laderas de la sierra de l'Albureca muestran un perfil convexo-recto-concavo. La convexidad de las cumbres es el resultado de sus rasgos tectónicos y de su intensa evolución kárstica precuaternaria (Calvo, 1987), el segmento recto responde a los rasgos del anticlinal en este sector, que se asemeja a un monoclinal, y finalmente la concavidad en su parte baja se debe a la remoción basal, resultado a su vez del encajamiento de la red y el descenso reciente del nivel de base (Fig. 6.12).

Por lo general las laderas se hallan desprovistas de cobertera coluvial. El sustrato calizo aflora a lo largo de todos los sectores, excepto allí donde la topografía permite la preservación de depósitos de arcillas rojas de disolución (*terra rossa*), con abundantes arenas y cantos calizos angulosos, y de suelos rendzínicos con horizontes superficiales oscuros (Fig. 6.13). La dinámica erosiva en las laderas y en la cabecera de los sistemas fluviales a lo largo de los últimos milenios explica en gran parte la escasez de cobertera sedimentaria y de suelos en estas vertientes calizas (Fumanal García y Calvo, 1981; Calvo y Fumanal García, 1983).



Fig. 6.10. Vista de la Vall de la Gallinera y el Coll de Benisili desde la Cova.

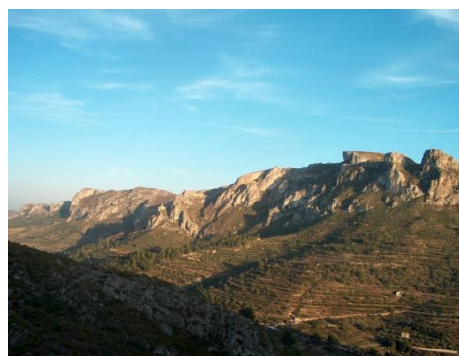


Fig. 6.11. Perfil de ladera de la sierra Foradada.



Fig. 6.12. Perfil de ladera de l'Albureca.



Fig. 6.13. Formaciones edáficas actuales en las laderas de l'Albureca.

La génesis de la cavidad d'En Pardo hay que ponerla en relación con el desarrollo precuaternario del sistema kárstico y de dolinas que caracteriza el relieve de la sierra de l'Albureca y en general el de los paisajes calcáreos valencianos (Dumas, 1977; Garay, 1995). Explican su apertura un conjunto de fracturas con orientación ENE-WSW y otro de menor importancia de orientación oblicua E-W, convertidas en líneas de debilidad susceptibles de verse afectadas por procesos de disolución.

La boca de la cueva se abre a partir de una de estas fracturas que afectando a un estrato masivo de calizas, constituye el eje central de la cavidad. A ella se asocian los principales espeleotemas documentados, series continuas de estalactitas y columnas. Estas formaciones definen dos espacios a derecha e izquierda (norte y sur), cuyos techos buzan hacia el interior (oeste en la sala derecha y suroeste en la izquierda) con variadas pendientes que se sitúan como media en torno a los 18° y que serían testimonio de la geometría y función de sumidero que caracterizó en origen a esta forma kárstica (Fig. 6.15).

Efectivamente, la cueva pudo funcionar como trampa de sedimentos hasta quedar colgada respecto al sistema de drenaje subaéreo actual. La posible exhumación de las dolinas y el posterior y progresivo encajamiento de la red, la aisló de la red de drenaje principal, de modo que a partir de algún momento indeterminado del Pleistoceno pasó a recibir únicamente aportes de una pequeña cuenca ubicada en la vertiente, que no supera 0,3 ha (Fig. 6.14). Los rellenos detríticos pleistocenos y holocenos documentados en la base de los perfiles abiertos de la cueva buzan hacia el interior y son testimonio de los procesos de relleno generados por los aportes de esta microcuenca.



Fig. 6.14. Cuenca aproximada de la cavidad.

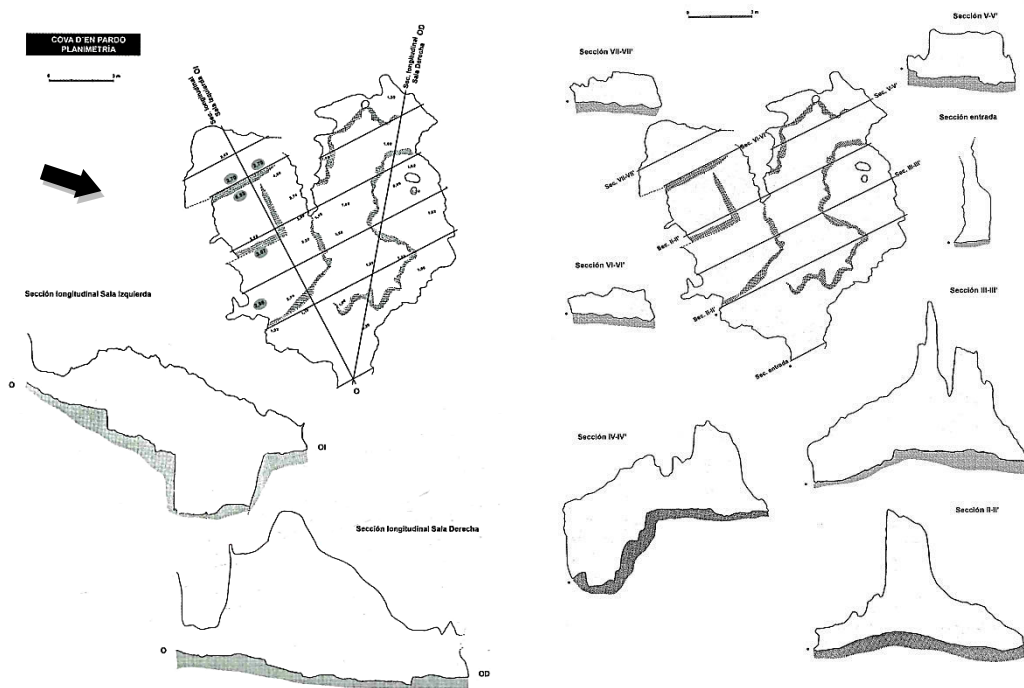


Fig. 6.15. Perfiles diversos de la cavidad. Planimetrías cedidas por el Dr. Jorge Soler Díaz. Publicadas en Soler Díaz, 2012.

6.3. ESTRATIGRAFÍA

El proceso de excavación del proyecto iniciado en 1993 comenzó con la elaboración de una planimetría de la cavidad y la aplicación de un sistema de cuadrícula aérea de 2 x 2 m orientada de SSE a NNW, e identificada en ordenadas y coordenadas por numerales, que van del 1 al 7, y subdividida a su vez en cuadrículas de un metro cuadrado, de la A a la D (Fig. 6.16) (Soler Díaz, 2012).

Los perfiles dejados por los trabajos llevados a cabo en 1965, básicamente los perfiles A y B, fueron objeto de atención prioritaria en la campaña de 1994 y 1996. A partir de su estudio estratigráfico, sedimentológico y palinológico se obtuvieron los niveles litoestratigráficos que sirvieron de guía para los trabajos a desarrollar en la sala derecha.

De base a techo se identifican, a partir de una costra calcárea, que posiblemente sella niveles de relleno previos, un total de veinte unidades estratigráficas, que se describen siguiendo el modelo de niveles propuesto desde la palinología, utilizado en publicaciones previas (Fig. 6.17). En el perfil B se documentaron los depósitos basales hasta los niveles X y IX, desde éstos y hacia techo se estudiaron en el perfil A y en las sucesivas campañas de excavación realizadas desde 1994.

Los rellenos de Cova d'En Pardo están constituidos por depósitos de diversa procedencia sedimentaria, predominando los aportes externos en los niveles inferiores y los antrópicos en los superiores. En la secuencia basal los sedimentos exokársticos provenientes de las laderas del entorno son los más frecuentes, tanto de fracciones finas como gruesas, aunque también están presentes los aportes endokársticos, resultado principalmente de la meteorización física, traducida

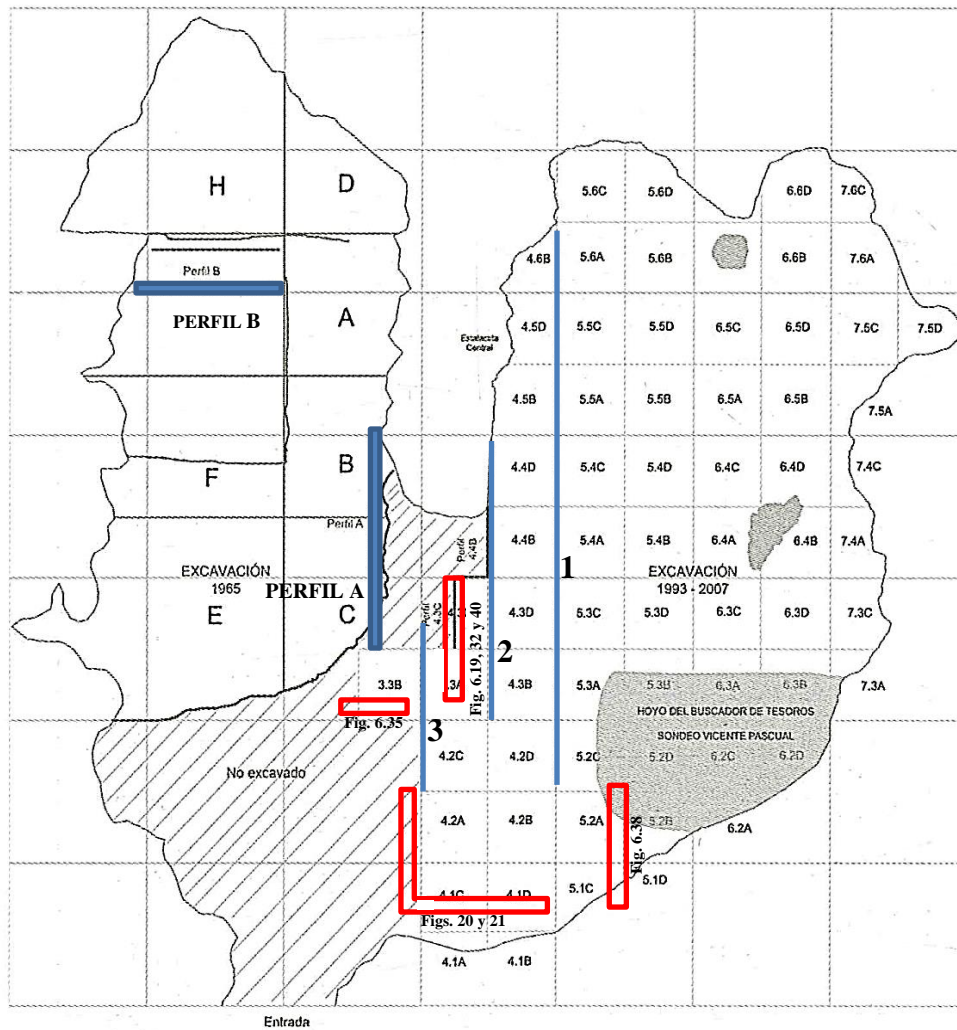


Fig. 6.16. Planimetría de la cavidad y segmentación para su excavación entre los años 1993 y 2007. En rojo y azul la localización de las figura y perfiles citados. 1, 2 y 3 en figura 6.41. Publicada en Soler Díaz, 2012.

en la incorporación de materiales gruesos, fragmentos de coladas kársticas parietales, en forma de cantos y gravas. Se documentan además puntuales coladas estalagmíticas en espacios en los que se concentran los flujos de agua del sistema kárstico cuando este está activo. La presencia de bloques desprendidos de la cubierta de la cavidad, fundamentalmente de carácter estalagmítico, testimonian a su vez la existencia de fenómenos de descompresión, que en ocasiones pudieran estar asociados a eventos sísmicos.

El estudio de los perfiles antiguos A y B fueron publicados en diferentes artículos y libros (Soler Díaz *et al.*, 1999; Soler Díaz, 2000; Soler Díaz y Roca de Togores, 2008; Soler Díaz *et al.*, 2008). Presentamos aquí los datos recopilados durante el proceso de excavaciones hasta 2007, partiendo de los niveles XIII y XII, que tras un hiato sedimentario, marcan, según los datos disponibles, la transición hacia el Holoceno, aunque hemos retomado los estudios previos cuando lo hemos estimado necesario.

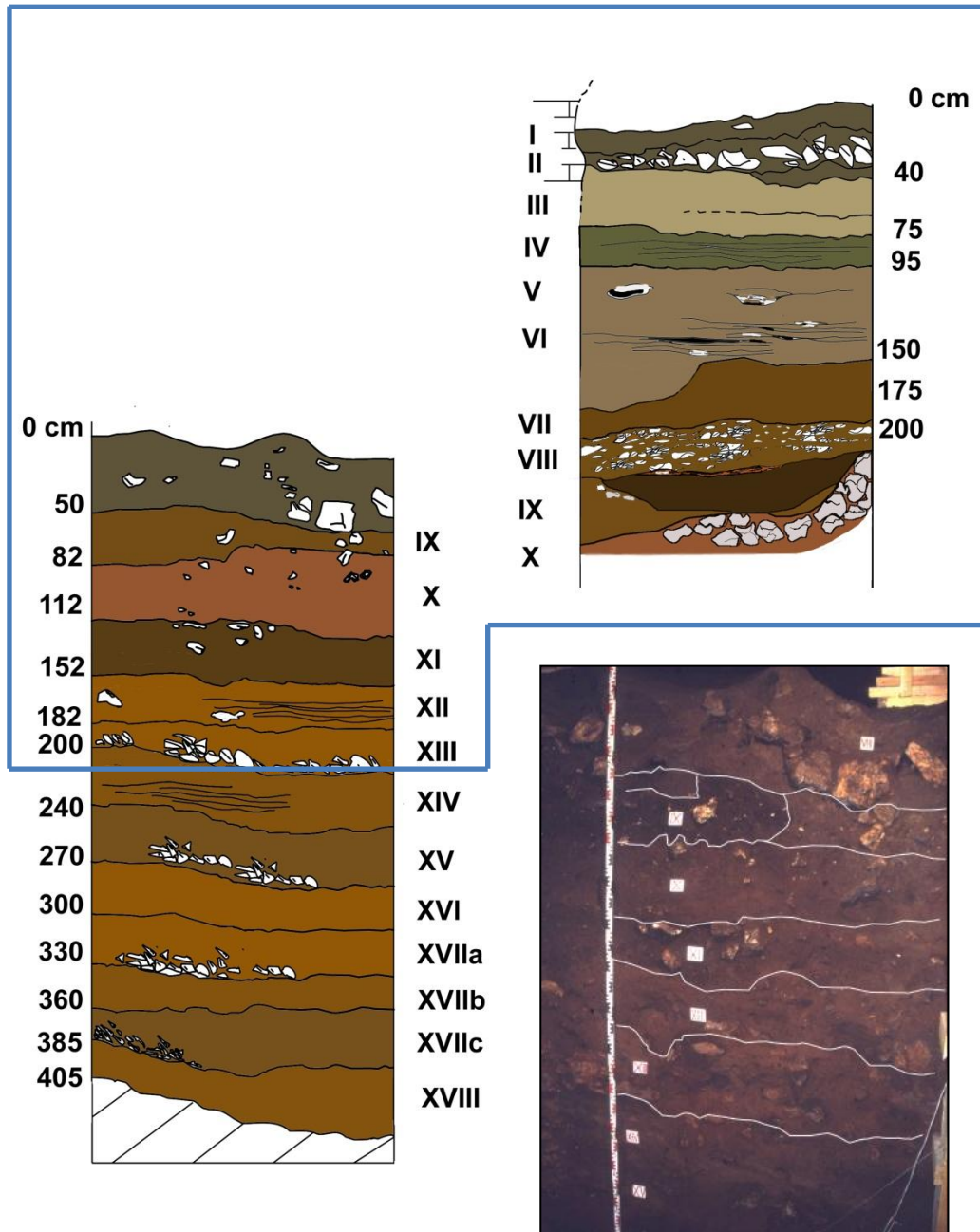


Fig. 6.17. Esquema litoestratigráfico de los perfiles B (izquierda) y A (derecha) y fotografía de los niveles del perfil B aquí presentados. Remarcados en azul los niveles objeto de estudio.

Descripción de los niveles litoestratigráficos y datos arqueológicos y cronológicos relevantes

El **nivel XIII**, estudiado sólo en el perfil B, está constituido por hasta 30 cm de sedimentos finos que conforman la matriz de abundantes bloques y cantos procedentes de desprendimientos cenitales, angulosos y alterados, depositados sin estructura aparente. Hacia la pared se documentaron plaquetas imbricadas que no pudieron ser muestreadas. Identificamos un contacto neto a base que interpretamos como erosivo.

Matriz franca de color marrón intenso o fuerte¹ (7,5YR 5/6) con estructuras laminares derivadas de la sucesión de flujos hídricos de mayor a menor energía. Se data a partir de carbones en el sedimento en torno al 10940 (\pm 60) BP sin calibrar (datación número 25, Beta 89288 / Tabla 6.3).

El **nivel XII** tiene contacto normal y progresivo a muro y su geometría es horizontal a la base. Se trata de 25 cm de sedimentos de igual color y textura al anterior. Menor presencia de fracción gruesa y ausencia total de bloques. Destaca la alternancia en el tono de las sucesivas laminaciones que lo forman; se suceden pasadas de color marrón intenso con otras algo más amarillentas. Se data a partir de carbones en el sedimento en torno al 11880 (\pm 70) BP sin calibrar (datación número 24, Beta 89287).

El **nivel XI** es un depósito de hasta 40 cm de potencia con estructuras laminares y contacto neto basal. Fracciones finas de textura franca y color marrón oscuro (7,5 YR 5/4). La fracción gruesa es relevante, aunque se concentra en determinadas áreas del perfil. Destaca la presencia de óxidos de hierro e impregnaciones de materia orgánica en torno a los cantos, así como restos de conchuela y fragmentos óseos.

A partir del nivel X y hasta el nivel I conocemos la geometría de los niveles con mayor detalle (Fig. 6.18, 6.19 y 6.20).

El **nivel X** se corresponde en la parte interna de la cavidad (perfil B) con una unidad sedimentaria de geometría horizontal a la base de hasta 30 cm. Un sedimento de limos y arcillas de color marrón rojizo (5YR 4/4) con estructuras laminares y escasa fracción gruesa. En la



Fig. 6.18. Vista de la cavidad excavada en 2006. Se conserva un testigo lateral y al fondo.

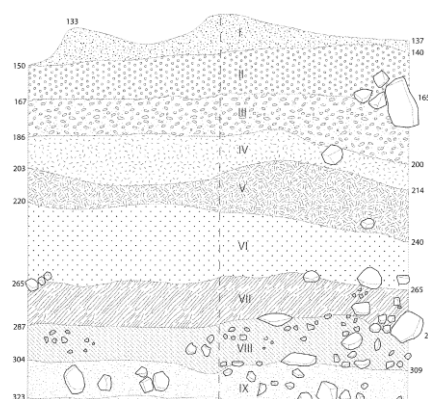


Fig. 6.19. Estratigrafía de los niveles superiores en la zona excavada 43C / 44B. Dibujo Marq.



Fig. 6.20. Vista del área de la entrada en 2006. A base bloques asociados con el nivel X.

¹ *Strong Brown*

entrada, en los sectores 52 y 42, el nivel posee en cambio un pronunciado buzamiento hacia el fondo, siguiendo el eje principal de la cavidad, y está constituido por bloques y cantos de caliza muy alterados, empastados en una matriz arcillosa de color anaranjado (Fig. 6.20, 6.22 y 6.28). En este nivel se documentaron carbones de buen tamaño en 2007, que parecen formar parte de un pequeño tronco quemado.

La escasa cultura material recuperada es industria lítica. A cotas medias aparecieron algunas piezas de sílex (lascas laminares, laminatas de dorso y hojitas), acompañadas de restos de fauna salvaje. Sobre los bloques que constituyen este nivel se recuperaron láminas de dorso abatido en 44D (2006).



Fig. 6.21. Perfil A, en la base aparecen el nivel X y el IX.

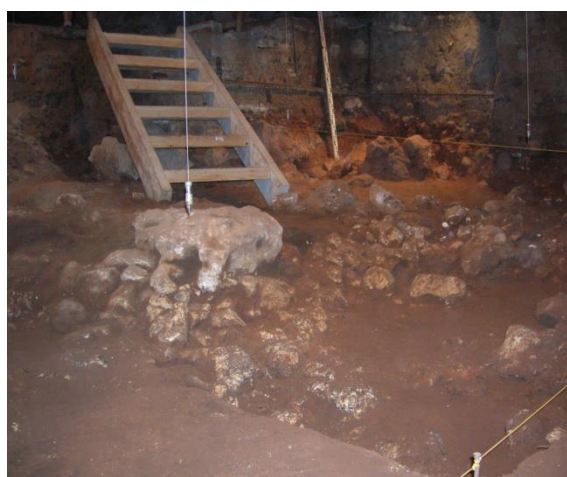


Fig. 6.22. Bloques asociados al nivel X en el área de la entrada de la cavidad. 2007.

El **nivel IX** se deposita sobre el anterior en contacto neto. Es la unidad que regulariza la geometría del relleno en gran parte de la cavidad excavada, aunque se mantiene un relevante buzamiento, que hemos podido observar durante el proceso de excavación. Está formado por arcillas y limos con estructura masiva y potencia decimétrica variable. Es de color marrón rojizo (5YR 4/4) en el perfil A (Fig. 6.21), donde aparece acompañado de algunos bloques de caliza a base, que se pudieran asociar con el nivel inferior. En el perfil



Fig. 6.23. Cubeta en IX y sellada por VIII.

B posee manchas de color marrón oscuro (7,5YR 4/4) con geometría lenticular y cantos angulosos. En el área excavada se identifica como marrón (7,5YR 3/3) con lentejones algo más oscuros (7,5YR 4/4), con muy escasa fracción gruesa alterada, y frecuentes carbones tamaño grava.

Cabe destacar que en los sectores 44B, 53D, 54A y 63D se identifica en este nivel una estructura estalagmítica. En su excavación se han documentado algunos restos arqueológicos de una fase antigua del

Epipaleolítico, dispersos y en posición secundaria (Soler Díaz *et al.*, 2008).

El **nivel VIII Inferior** es un conjunto de estructuras y rellenos antrópicos, más que un nivel sedimentario al uso. Efectivamente, en el nivel IX se abre una extensa cubeta en el centro del área excavada (subsectores 53B, 53C, 53D, 54A, 54B, 54D, 64A y 64D) que en su parte más profunda llega a afectar al nivel X (Fig. 6.23, 6.24 y 6.25). Su relleno está constituido por un depósito de textura singular, limos de color marrón muy oscuro en húmedo que pasa en seco a marrón oscuro (7,5YR 4/4), resultado de la formación de agregados muy resistentes con evidentes signos de termoalteración a partir de fracción arcillosa, y que en ocasiones llegan a tener el tamaño de grava. Se documentó, especialmente a techo, la presencia de agregados menos resistentes formados a partir de arcillas marrones de tono amarillento (amarillo rojizo - 8YR 7,5/6), así como de carbones y de pequeñas bolsadas de cenizas y algunos cantos muy alterados, dispuestos ocasionalmente en posición no horizontal a la base. Cabe aquí señalar las semejanzas entre los niveles lenticulares descritos en el nivel IX y el nivel VIII Inferior, lo que pudieran indicar que este relleno de cubeta no es el único en la cavidad.

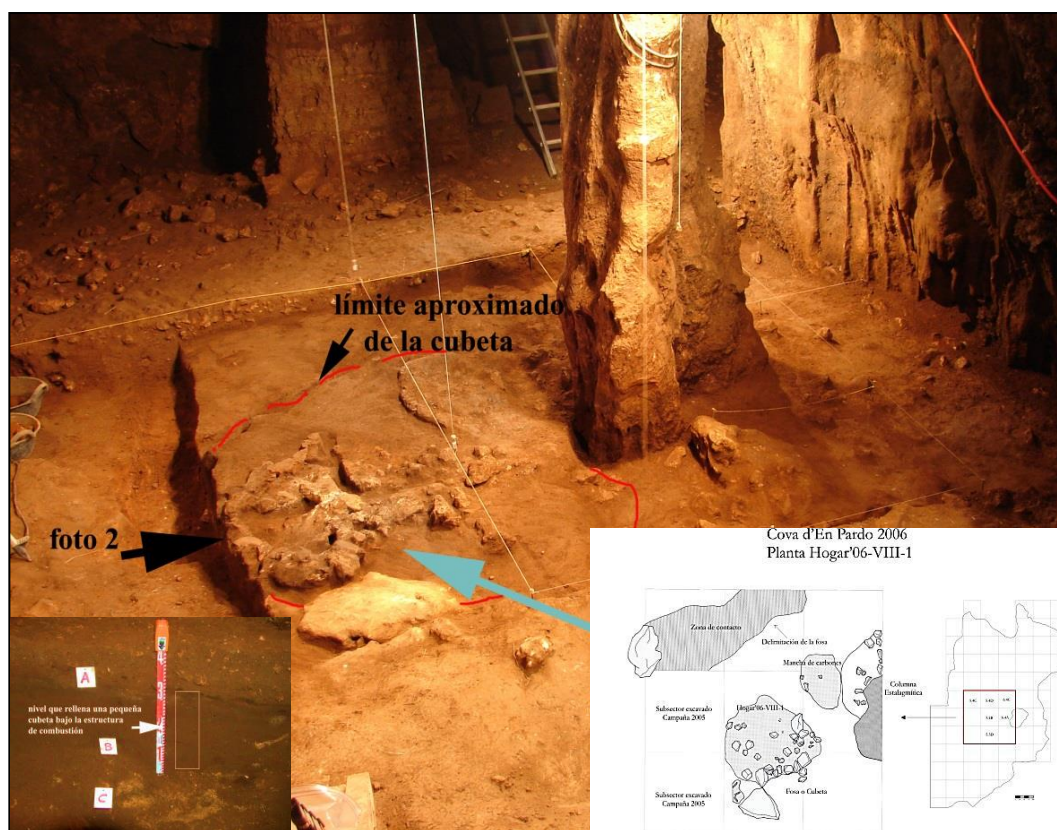


Fig. 6.24. Vista del Hogar 2006-VIII Inf-1 y de la cubeta abierta en IX, que constituye su base. Junto a la columna estalagmítica se observa el barro termoalterado del Hogar 2006-VIII Inf-2. En la foto de detalle A es arcilla del hogar bajo los cantos del nivel VIII, B es el relleno de la cubeta y C su base, en este caso, bloques del nivel X. Planimetría propiedad del Marq.

El nivel VIII Inferior incluye a techo un conjunto de estructuras asociadas a un área de hogares del primer horizonte de la neolitización de las tierras valencianas (2006-VIII Inf-1 y 2006-VIII Inf-2, en los subsectores 54B y 53D, Fig. 6.24 y 6.26). Se abren sobre una fina capa de arcillas que en ocasiones se han transformado en barro termoalterado, ligeramente cementado y de color rojizo por la presencia de hematites, resultado de la acción del fuego del hogar. La primera estructura es semicircular, de un metro cuadrado aproximadamente y con 6 centímetros de potencia, con al menos dos fases de uso. Incluye cantos y bloques que delimitan el área de combustión, restos de cerámica y de huesos consumidos, así como una gran losa anexa (Fig. 6.23, 6.24, 6.25a y b y 6.26). La segunda apenas posee una estratigrafía reconocible y queda marcada en la secuencia por la presencia de barro termoalterado en el subsector 53D. Una datación radiocarbónica sobre una hemipelvis de cabra salvaje procedente del primer hogar lo sitúa en torno al 6660 (± 40) BP sin calibrar (datación número 23, Beta 231880).



Fig 6. 25a y b. Nivel VIII a techo, arcillas de VIII inferior y relleno cubeta de VIII Inferior.



Fig. 6.26. Hogar 2006-VIII-Inf-2.

El nivel VIII está formado por fracción gruesa calcárea, cantos y gravas subredondeados y subangulosos procedentes de las vertientes, acompañados de restos de espeleotemas de la cavidad. La matriz es de limos y arcillas de color marrón rojizo (5YR 3/3) con estructura interna masiva (Fig. 6.25 y 6.27). Tanto en el área excavada como en el perfil A aparece con una geometría horizontal a la base, aunque en ocasiones es claro el buzamiento hacia el interior (55A y 63A). Posee unos 25 cm de potencia media, pero esta varía entre 7 y 35 cm. Tiene contacto neto erosivo con el nivel X en la zona de la entrada de la cueva, donde el nivel intermedio no siempre está presente (Fig. 6.28). Contacto neto también de aspecto erosivo muy irregular con el nivel IX y contacto neto horizontal con los hogares del nivel VIII Inferior que pudieron verse afectados por los procesos de erosión y arrastre en su deposición. Se superpone a la cubeta y al hogar, que sella, ocupando de forma homogénea el interior de la cavidad y acuñándose en las paredes (Fig. 6.23).

El nivel presenta abundantes carbones, en ocasiones de tamaño canto, distribuidos aleatoriamente en el perfil (en 64B, 74A y 74D por ejemplo). Son frecuentes los lentejones de varios centímetros de color gris oscuro anaranjado (43B) y gris verdoso (64D), junto con manchas de cenizas, que con frecuencia aparecen a techo del nivel.²

En el subsector 44B se identificó niveles de cementación kárstica a techo que asociamos al inicio de la formación de una estalagmita durante la sedimentación del nivel subsiguiente. Se describe una egagrópila de rapaz, en 44B (2004), a base del nivel, a cota -312,3 cm; así como restos óseos de micromamíferos no alterados a similar cota, que indicarían un uso humano de la cavidad muy esporádico.

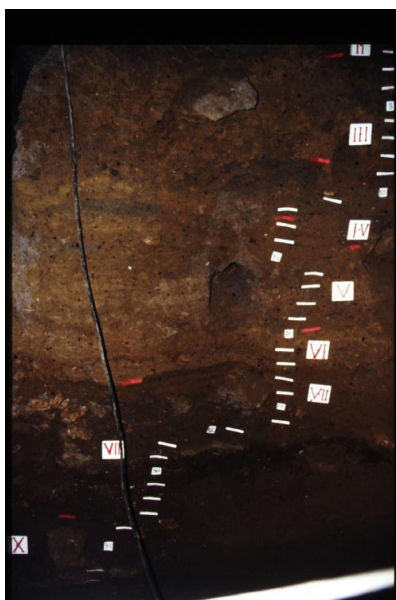


Fig. 6.28. Nivel VIII, IX y X en zona de la entrada.

Fig. 6.27. Niveles del VIII al II en el Perfil A.

² Las manchas 2007-VIII-1 en 42C y 42D y 2007-VIII-2 en 52C aparecen cerca de la boca de la cueva y a techo del nivel. Las manchas en 63B y 63C (sin denominación) poseen una sucesión de tres capas de base a techo de arcillas rojas rubefactas o restos vegetales no quemados de color marrón oscuro, de carbones, y de cenizas, que coincide con la descrita como asociada a hogares o a la combustión de restos vegetales de estabulación (Brochier, 1996, ver más adelante). La extensa mancha 2004-VIII-1 aparece en una posición intermedia dentro del nivel en 43D (Fig. 6.29). También a base del nivel encontramos evidencias de estas manchas, aunque aparecen asociadas a los hogares del nivel VIII Inferior (Fig. 6.30).

Los restos cerámicos son fundamentalmente cardiales, plásticos y lisos. Son poco frecuentes en las capas inferiores en muchos subsectores (43A, 43C, 43D, 44B, 53C, 56C, 56D y 73C). En cambio documentamos cerámica en toda su potencia en los subsectores 53A, 53B, 63A, 63D y 73A. En el caso del subsector 63C se documentó un conjunto de fragmentos de un mismo recipiente muy dispersos y a distintas cotas, que vendría a indicar un elevado grado de remoción del nivel. Además cabe destacar que algunos fragmentos de los vasos identificados en el nivel VIII inferior, aparecen formando parte de esta unidad, lo que viene a confirmar el contacto erosivo con los hogares e indicar cierta removilización del relleno sedimentario en el proceso de su formación y como resultado de la gestión humana (ver apartado 6.7.2).



Fig. 6.29. Mancha del subsector 53C-43D nivel VIII, 04-VIII-1.



Fig. 6.30. Mancha de carbones detectada en el nivel VIII del subsector 54B previa a la aparición del hogar.

Una datación radiocarbónica realizada sobre materia orgánica de sedimento en este perfil aportó una fecha en torno al 6060 (± 50) BP sin calibrar (datación número 2, Beta 89286). La datación sobre el cúbito de un ovicaprino hallado en el subsector 64A (2006) a unos diez centímetros sobre el Hogar 2006-VIII Inf-1, dio como resultado 6610 (± 40) BP sin calibrar (datación número 22, Beta 231879).



Fig. 6.31. Retirada del espeleotema apoyado sobre el nivel VII. Subsectores 44B, 44D, 54A y 54C. Foto Marq.

El **nivel VII** está constituido por fracciones finas de color marrón fuerte o intenso (7,5YR 5/3, 4/4 y 3/4) con abundantes carbones. Contacto neto aparentemente no erosivo con el nivel VIII, aunque en ocasiones se describe como gradual. Su potencia en el perfil A se sitúa en torno a los 25 cm, pero es muy variada en el área excavada, oscilando entre los 10 y los 59 cm. Parece ser de menor grosor en el sector más próximo a la boca de la cueva y el fondo de la cueva, y aumenta su potencia de manera considerable entre los sectores centrales internos 55A y 55C, 55B y 55D, y 44B y 45B por ejemplo. Construye una

superficie más o menos llana en el área exterior y un sector interno con mayor buzamiento, separados por un *escarpe* (ver más adelante, Fig. 6.41, 1 y 2).

La estructura del paquete sedimentario es masiva, aunque en el perfil se identificaron algunas laminaciones de arenas y limos que nos permiten identificar arroyadas de cierta energía. Abundan las manchas de cenizas y carbones, con frecuencia hacia techo del nivel, que parecen ocupar la totalidad de la cavidad en el sector excavado.³ Incluye escasa fracción gruesa, siempre alterada, aunque se documentan cantos y bloques en algunos subsectores en agrupaciones de origen humano (55C, 56B, 63C, 65C, 65D y 76D). En los



Fig. 6.32. Perfil en 43C, niveles VII a I.

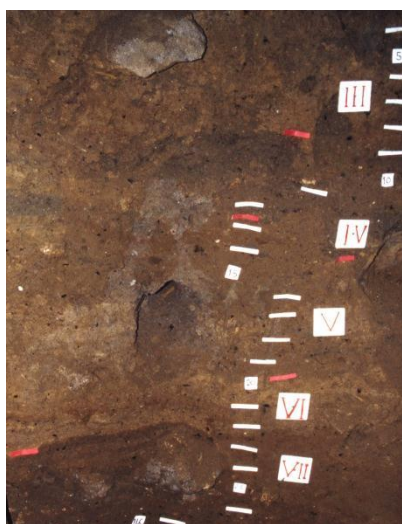


Fig. 6.33. Niveles del VIII al II en el Perfil A.

subsectores 54A y 44B inicia su construcción una estalagmita que alcanzará hasta el nivel VI (Fig. 6.31), consecuencia de la reactivación de los flujos de agua carbonatada, procedentes aquí de un conjunto de diaclasas del techo (donde existe un conjunto relevante de estalactitas).

En la deposición de los niveles subsiguientes se produce, como se ha comentado, un cambio radical en los procesos sedimentarios que les dieron origen. La fracción sedimentaria natural es poco relevante en el conjunto (Fig. 6.32). Los niveles VI y V están formados por limos y arcillas sin apenas fracción gruesa, con abundantes carbones y cenizas, y pasadas lenticulares milimétricas de colores amarillo, negro, gris, ocre y marrón. Son de unos 25 a 30 cm de potencia cada uno en el perfil A, aunque en algunos sectores VI alcanza los 50 cm, en particular en el área interna, regularizando el desnivel documentado en el nivel VII (Fig. 6.41).

El **nivel VI** tiene un contacto neto con el nivel inferior. La fracción fina es la predominante. En el perfil A posee laminaciones milimétricas muy extensas de sedimentos de tonos grises más o menos marrones y pasadas de color amarillento y color ocre (Fig. 6.32). En la zona excavada incluye también pasadas de sedimentos naturales de color marrón pálido⁴ (10YR 6/3), aunque siempre alterados en su composición textural y color por la presencia de cenizas.

Tiene a techo lentejones extensos con mayores porcentajes de cenizas y carbones, en forma de

³ Es el caso de 2002-VII-1 (43C) y 2004-VII-1 (55D) con piedras quemadas, 2004-VII-2 (55D) con manchas rojizas de rubefacción a base, y otras menores en 43D (2003-VII-7), 63A y 63C, con dos capas superpuestas de carbones y cenizas, 63D (2006-VII-1) y 65D. También están presentes grandes agregados de color amarillento y gris (54D, 56D y 64D) y laminaciones de color amarillento (56D).

⁴ *Pale Brown*.

pasadas de cenizas blancas y carbones, y de bolsadas de fracción limosa de color gris oscuro, procedente de la combustión incompleta de restos vegetales. En ocasiones muestran una secuencia completa de rellenos formados de base a techo por hasta tres niveles irregulares de dos o tres centímetros de potencia: vegetales parcialmente quemados, carbones y cenizas grises con presencia de nódulos de carbonato de tamaño canto, y capas de cenizas blanquecinas, en una sucesión coherente con los procesos de combustión de vegetales.⁵ Aparecen concentraciones de fracciones gruesas quemadas agrupadas alrededor o sellando este tipo de estructuras.⁶ Fracciones que también aparecen desvinculadas de las manchas de combustión, preferentemente a base en los subsectores 45D, 46B, 55C, 65B, 66B, 75A, 75C y 75D. Es posible que la parte interna de la cavidad tuviera una ocupación humana más intensa, frente al uso, más genéricamente de corral del resto de la cavidad, aunque la mayor potencia del nivel en este sector y las mayores tasas de sedimentación asociadas (ver Fig. 6.41a, b y c), podrían explicar una preservación diferencial de ciertas estructuras, que habrían sido arrasadas en la parte media y externa de la cueva durante los trabajos de saneamiento - quema y regularización de los rellenos. En el subsector 76A se documentó un anforoide completamente enterrado de forma intencionada en este nivel, cuya base se apoyaba en el nivel VII (Fig. 6.34).

Por otro lado, la estalagmita descrita más arriba tiene su techo en el interior de este nivel. En el sector 54C se producen concreciones de carbonato a modo de pavimento kárstico que se asocian a esta formación. En este nivel se dató la materia orgánica del sedimento en torno al 6030 (± 40) BP sin calibrar (datación número 15, Beta 186170) y un fragmento hemipelvis de *Bos taurus* en 5170 (± 40) sin calibrar (datación número 14, Beta 231876).

El **nivel V**, en contacto neto no erosivo con el anterior, posee limos y arcillas de diversas tonalidades. Predominan las de color amarillento pardo y ocre claro con laminaciones rojas de color marrón más intenso, rojizo (10YR 6/3). Su potencia se sitúa en torno a los 30 cm, aunque en ocasiones no llega a superar los 15 cm. Estructura preferentemente masiva (Fig. 6.38), con agregados arcillosos, concreciones de carbonatos envueltas en limos ocre, agregados cenicientos, grises, ocre, y amarillentos, posibles concreciones de fosfatos. Con todo, son frecuentes las pasadas horizontales centimétricas y lenticulares, en ocasiones en forma de cubetillas con base irregular, con rellenos formados por manchas cenicientas (Fig. 6.35), y otras que de base a techo



Fig. 6.34. Anforoide enterrado en el nivel VI. Foto Marq.



Fig. 6.35. Lentejones de restos de combustión entre los niveles VI y V.

⁵ Se trata de las manchas 2001-VI-1 (56C), 2002-VI-5 y 2002-VI-4 (53), en concreto la última de grandes dimensiones (75 x 50 x 8 cm), y de las manchas 2005-VI-1 (63C y 64A) y 2005-VI-2 (55D, 56B y 63C), también particularmente extensas.

⁶ Las manchas 2003-VI-1 y 2004-VI-3 (75C).



Fig. 6.36. Gran formación de cenizas de 2 cm de potencia en el nivel V en 42D.



Fig. 6.37. Hogar 5 en el nivel V en 55D.
Foto Marq.

presentan tres niveles de combustión similares a los descritos en el nivel VI.⁷ También se excavó una estructura de hogar delimitada por piedras en el subsector 55D (Fig. 6.37). Un gran cúmulo de huesos de ovicaprino fue documentado en el subsector 56D en la campaña de 2002.

En el sector 54A y 44D los sedimentos aparecen cementados formando un pavimento estalagmítico, sin dar forma a la estalagmita que se identificó en los niveles basales. Fenómeno que afecta también a todos los niveles superpuestos del IV al I, en mayor o menor grado. En 64A y 64C se observa un desprendimiento de estalactita y diversos fragmentos de espeleotema a techo de este nivel, que podría estar en relación con la intensa acción humana en la cavidad o con un sismo. El nivel se dató por medio de un fragmento de hemimandíbula de ovicaprino en torno al 5170 (\pm 50) BP sin calibrar (datación número 13, Beta 231878), y a partir de carbón del sedimento en 5710 (\pm 50) BP (datación número 12, Beta 166164).

El **nivel IV** se depositó en contacto neto sobre el infrayacente siguiendo un eje horizontal a la base (Fig. 6.38), aunque no siempre es fácil reconocer como unidad estratigráfica definida. Se trata de fracciones finas masivas de color gris marrón claro (10YR 6/2) con algunas manchas de tono verdoso (5Y 4/3) y pequeñas agrupaciones de carbones dispuestos en bandas. Abundantes agregados resistentes en forma de gravas. Es de en torno a 15 cm en el perfil A, aunque en ocasiones alcanza potencias superiores a los 40 cm. En algunos puntos se observan laminaciones, especialmente en el perfil A y a techo del nivel en el perfil abierto en 52C. En los sectores próximos a la boca de la cueva se identificaron tres capas superpuestas de hasta 20 cm de potencia total (estructura 1995-8 inferior) de color blanco gris, negro quemado y anaranjado rojizo rubefacto

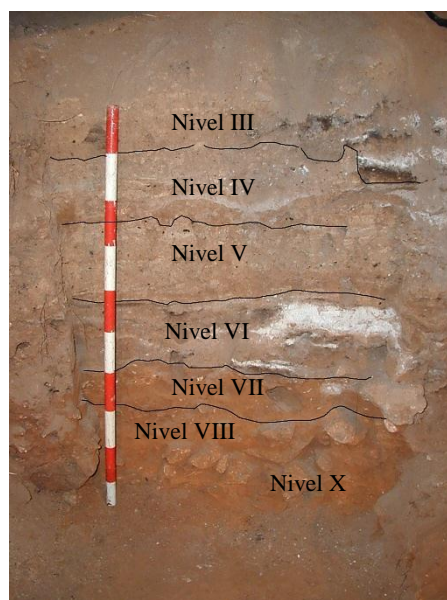


Fig. 6.38. Perfil en 52C.

⁷ Es el caso de 2001-V-1 (42D, Fig. 6.36), 2002-V-1 y 2002-V-2, documentadas cerca de la boca de la cueva.

(Fig. 6.20). También en 2005-IV-1, donde aparecen además restos de fauna quemada.

De nuevo se documentan concreciones sobre cantos en el espacio que ocupó la estalagmita en niveles inferiores (54A). El nivel se ha datado a partir de la materia orgánica de una muestra de sedimento tomada en el perfil A en torno al 5510 (\pm 60) BP sin calibrar (datación número 8, Beta 79492), con restos de carbón del sedimento en el área excavada en torno al 5400 (\pm 60) BP sin calibrar (datación número 9, Beta 89289), y a partir de un resto óseo en torno el 3080 (\pm 40) BP sin calibrar (datación número 10, Beta 202432).



Fig. 6.39. Restos de enterramientos humanos en el nivel III (Subsector 56A). Foto Marq.

El **nivel III** es de limos y arcillas de color marrón muy pálido o claro⁸ (10YR 7/3) con algunas gravas y cantos calcáreos subangulosos algo alterados, abundantes carbones y restos óseos. Potencia muy variada, estructura masiva y contacto neto con el nivel inferior, en ocasiones irregular, tal vez resultado de la intervención antrópica, remocionando el depósito en relación con su uso como necrópolis (Fig. 6.39 y 6.41a).

En el sector 42 se identifica una mancha (estructura 1995-8 superior) de 5 cm de cenizas sobre tierras marrones rubefactas (Fig. 6.20), lentejones de color negruzco en 76A y 76B, e incluye al menos una estructura de combustión en el sector 43. En este nivel se abrió una pequeña estructura negativa para sustentar una vasija morisca para recoger el agua que gotea en la zona más activa de la cavidad.

En el perfil abierto en el subsector 43A se documentó en 1998 un sedimento con un color distinto, marrón muy pálido (10 YR 8/3), rasgos que más tarde se identificaron también en 33B, 43A y 62D, lo que nos llevó describirlo como una subunidad distinta (**nivel IIIb**), que parece que constituye la base del nivel.

Se han obtenido tres dataciones sobre hueso humano de en torno al 4430 (\pm 40) PB sin calibrar (datación número 3, Beta 231886), al 4490 (\pm 40) BP sin calibrar (datación número 4, Beta 203493) y al 4550 (\pm 50) PB sin calibrar (datación número 5, Beta 231875). Sobre materia orgánica del sedimentos se obtuvo otras dos en torno al 4790 (\pm 40) BP sin calibra (datación número 6, Beta 79493) y al 4980 (\pm 50) BP sin calibrar (datación número 7, Beta 152955).

Los estratos que constituyen el techo de la secuencia, los **niveles II y I**, de unos 20 cm cada uno de potencia máxima, poseen contacto neto entre ellos y con el anterior, con el que se observan cubetas e irregularidades. El primero es un sedimento masivo de bloques procedentes de desprendimientos cenitales y cantos calizos alterados, empastados en una matriz de color marrón intenso (7,5 YR 5/2). Se dató sobre fémures humanos en torno al

⁸ *Very pale brown*



Fig. 6.40. Niveles III, II y I en el sector 43C.

2920 (\pm 70) BP sin calibrar (datación número 1, Beta 124123) y al 4270 (\pm 50) BP sin calibrar (datación número 2, Beta 95394). El nivel I es de similar color (7,5 YR 5/3) y estructura, aunque posee menor porcentaje de fracción gruesa (Fig. 6.40). Tanto en el nivel II como en el superior se forman pavimentos kársticos como se puede observar en la figura, de lo que se deduce que los procesos de precipitación están activos durante su formación.

Para acabar el apartado sobre la estratigrafía cabe señalar que a lo largo del proceso de excavación se fueron tomando las cotas de las unidades estratigráficas, algunas de las cuales aparecen documentadas en las gráficas siguientes (Fig. 6.41a, b y c). En ellas se observa como la pendiente hacia el interior, más pronunciada en los niveles inferiores, se va reduciendo de manera progresiva en los superiores.

Así, los niveles del X al VIII poseen un marcado buzamiento desde la boca de la cueva hacia el interior. La diferencia de cota es de hasta 200 cm para el nivel IX y 100 cm para el nivel VIII. A partir de este último, la pendiente se regulariza considerablemente, bajando del 10%. El nivel VII apenas posee pendiente, se sitúa en torno al 0% cerca de la boca de la cueva, y en torno a un 3% en la parte interna, pero la zona central posee un pronunciado salto o escarpe de entre 30 y 40 cm (en torno a 55A-55C y 44D-45B), que como hemos comentado parece marcar un modelo de relleno sedimentario y de compartimentación de los espacios singular relevante desde el punto de vista cultural.

El nivel VI regulariza este salto, lo que de nuevo podría revelar un particular modelo de ocupación. A partir de su techo la pendiente desciende por debajo del 3% (del 1,7% en el nivel V), aunque los niveles I-II y III poseen una geometría muy irregular, posiblemente en relación con la más reciente gestión humana de la cueva.

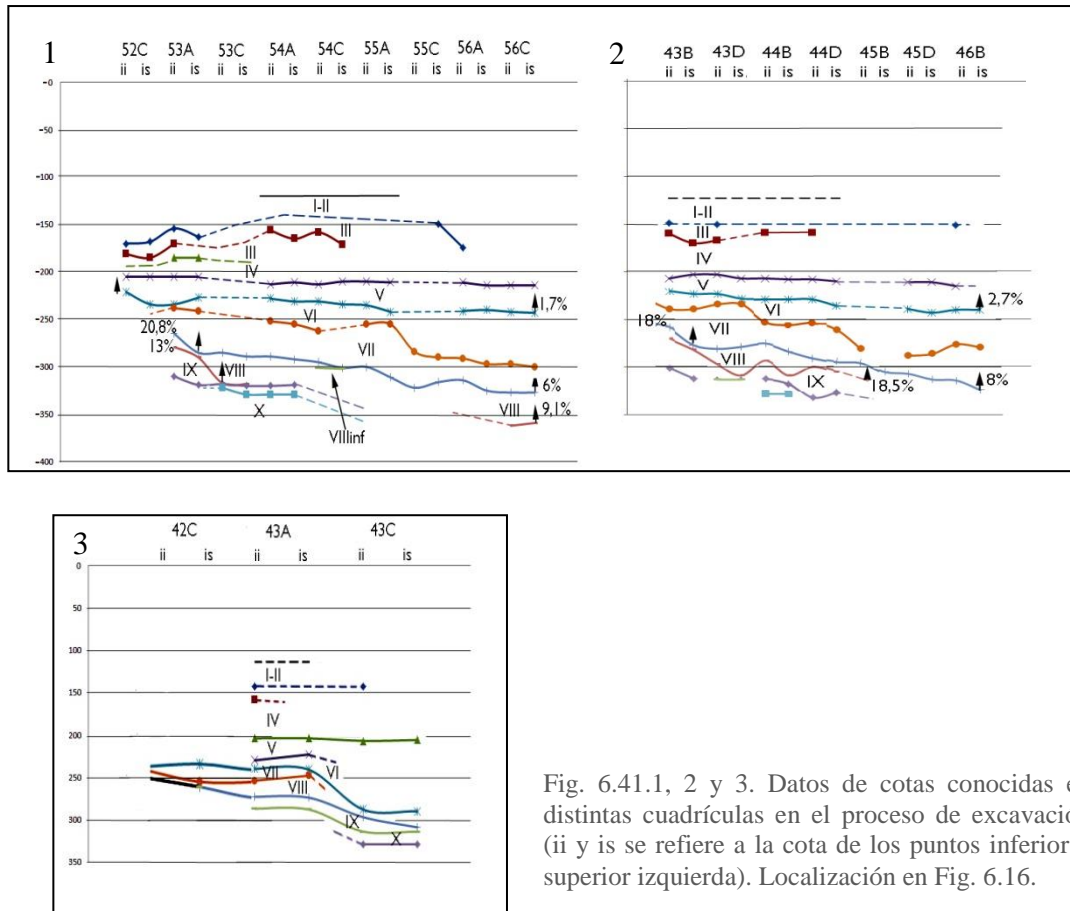


Fig. 6.41.1, 2 y 3. Datos de cotas conocidas en distintas cuadrículas en el proceso de excavación (ii y is se refiere a la cota de los puntos inferior y superior izquierda). Localización en Fig. 6.16.

6.4. SEDIMENTOLOGÍA

6.4.1. Análisis sedimentológico

El nivel **XIII** está constituido por bloques y cantos angulosos y subangulosos muy alterados, empastados en una matriz de textura francolimosa. Esta fracción gruesa supone un 63,6% del total del sedimento, el porcentaje más alto de los documentados en el perfil. Tiene, a pesar del elevado grado de alteración, un porcentaje de porosidad moderado (3,07% en los cantos). Procede en su mayor parte de la propia cavidad, a partir de posibles colapsos, en relación quizás con un descenso de los procesos kársticos, un incremento de la aridez, una activa acción erosiva humana, o un seísmo o evento puntual sin relevancia climática; cuestión que será objeto de discusión en el siguiente apartado. En ocasiones estos cantos poseen morfología de plaqueta, lo que indicarían unas condiciones ambientales frías / frescas.

Las arenas están constituidas por calizas subangulosas y angulosas (60%) preferentemente de color gris claro y blanco, y cuarzos brillantes.

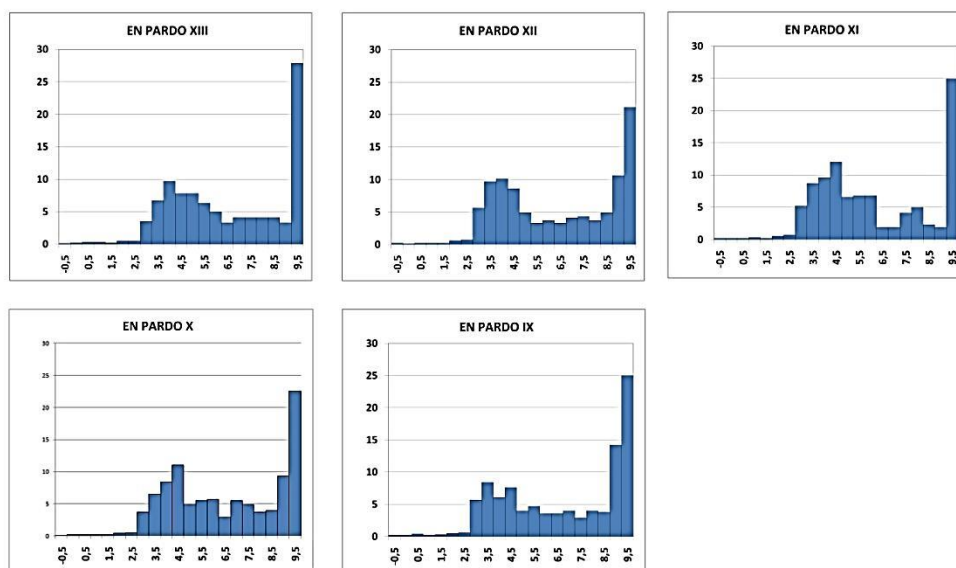


Fig. 6.42. Histogramas texturales de algunas de las muestras estudiadas de los niveles del XIII al IX.

La distribución textural de la fracción fina, en particular sus rasgos estadísticos, indica un carácter polimodal, muy mala clasificación, simetría, y una marcada platocurtosis. Ahora bien, el histograma de porcentajes de fracción en phi (Fig. 6.42) y la curva semiprobabilística (Fig. 6.43) muestran el predominio de los procesos de transporte en suspensión y moderada clasificación en la fracción de arenas finas y limos (una moda secundaria), que revelaría cierto grado de selección en la fracción / segmento en saltación, un flujo hídrico de moderada energía. También se observa una acumulación muy franca de limos además de una muy marcada cola de arcillas decantadas. Parece tratarse en esta parte de la fracción del resultado de un flujo denso de agua de baja energía con sedimentos que quedan atrapados en el fondo de la cavidad, donde se produce el encharcamiento y la decantación de las fracciones limosas y arcillosas.

El porcentaje de carbonatos es moderadamente bajo, un 21% en la fracción global y un 19,38% en la fracción más fina. La materia orgánica es de un 0,6%. El depósito formaría parte en origen de los horizontes de un suelo de ladera poco desarrollado a partir de depósitos ricos en arcillas procedentes de la disolución de la caliza, *terra rossa*.

El **nivel XII** está constituido por un sedimento de textura franca⁹, en el que se describieron sucesivas laminaciones con alternancia de color. Posee un porcentaje relevante de fracciones gruesas, un 19%, particularmente de cantos de calizas angulosas muy alterados, con porosidad baja. La fracción fina emparenta con el anterior en sus rasgos estadísticos, la polimodalidad, mala clasificación y la marcada platocurtosis. El relativo menor porcentaje de la fracción arcillosa más fina y el aumento de la arena gruesa hace que pierda su carácter simétrico. La fracción en saltación posee cierta clasificación, indicando una moderada

⁹ De igual porcentaje de arenas, limos y arcillas.

capacidad de transporte de la arroyada que le dio origen, aunque de nuevo, y al menos para la fracción limosa, parece tratarse de una colada.

Los porcentajes de materia orgánica aumentan significativamente (1,01%) y disminuyen los carbonatos (13,5% y 11,8% en finos), lo que nos lleva a proponer que se trata de un

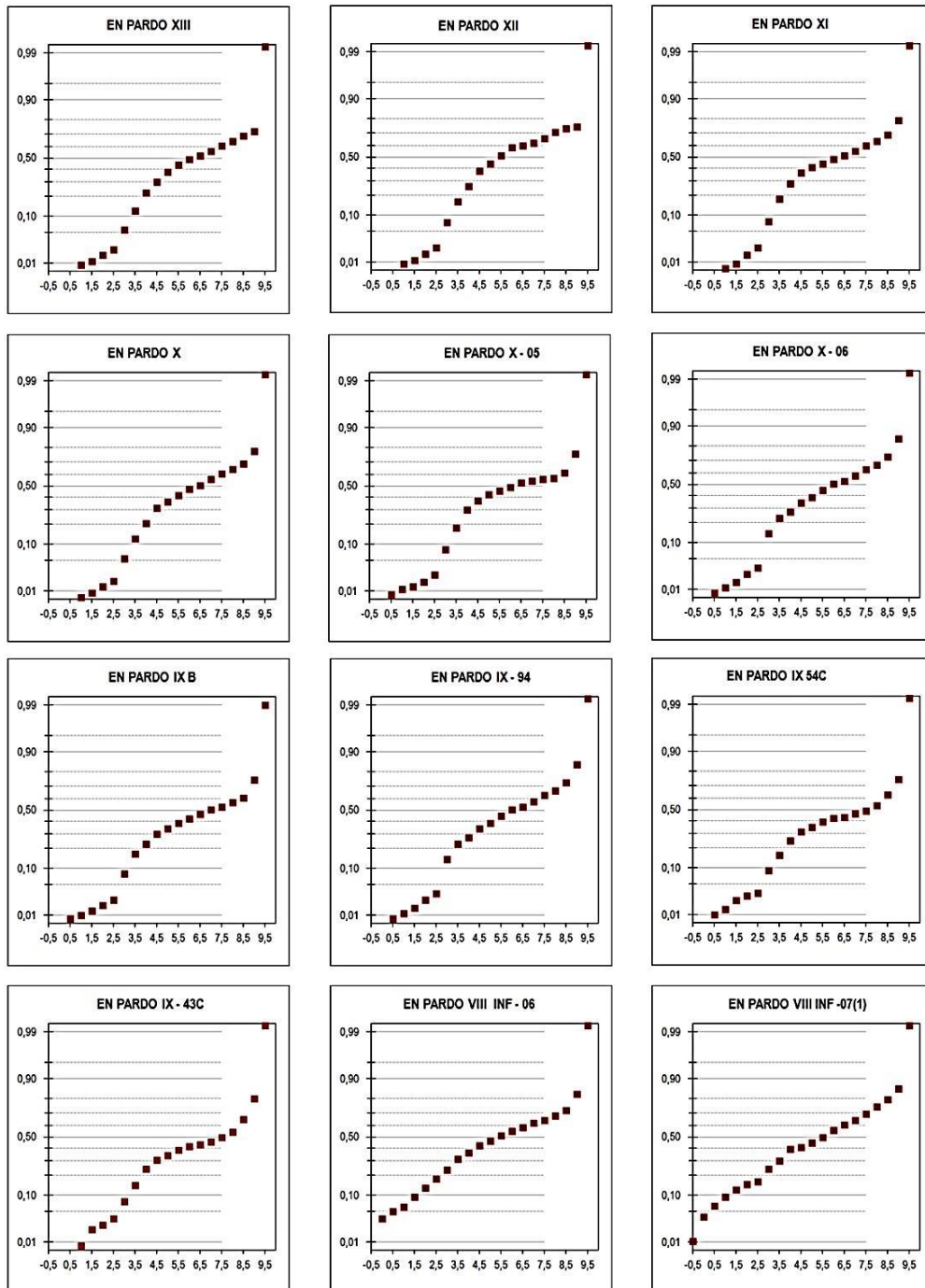


Fig. 6.43. Curvas texturales semiprobabilísticas de Visher (1969) de las muestras estudiadas (1).

horizonte edáfico de vertiente a partir de *terra rossa*, más superficial que el anterior o procedente de un suelo más evolucionado.

El **nivel XI** es un depósito formado en condiciones similares a las hasta ahora descritas. La capacidad selectiva del flujo hídrico que transporta las arenas finas y los limos es mayor que en los niveles infrayacentes, al tiempo que se acumulan menos limos finos. Esta propuesta bimodalidad más marcada no queda recogida en los índices estadísticos, que resultan ser muy parecidos a los anteriores.

La fracción gruesa es significativa (un 37,1%), aunque se concentra en determinadas partes del perfil, precisamente donde fue posible el muestreo. Sus rasgos son similares a los del nivel anterior, con una porosidad moderadamente baja. El porcentaje de materia orgánica es el más alto de los niveles basales, con 1,61%. El de carbonato cálcico es en cambio muy bajo (9,8% y 4,93% respectivamente). Parece tratarse de nuevo de un sedimento edafizado procedente de arroyadas de baja energía y posibles coladas en ciertas fracciones, así como procesos de decantación que ponemos en relación con ambientes sedimentarios que dan lugar a flujos laminares en lo que se refiere a los rasgos texturales de su fracción fina.

El **nivel X** fue estudiado inicialmente en el perfil B, donde está constituido por escasa fracción gruesa de origen exógeno, un 3,7% del total. Las fracciones finas son limos y arcillas con escasas arenas muy finas, mal clasificadas. El porcentaje de materia orgánica es elevado (1,14%) y el de carbonatos sobre la fracción total se sitúa en torno al 11,2%.

Los análisis realizados a las muestras obtenidas en la entrada de la cavidad durante las campañas de 2005 y de 2006 documentan un sedimento formado por bloques de caliza (46,3%) y algunos cantos y gravas de igual litología (23%) en la primera, y por cantos y gravas (42,1%) en la segunda, muy alterados por los procesos químicos y con un muy elevado porcentaje de porosidad. Valores similares a los del Perfil B de materia orgánica, e incremento de los carbonatos hasta el 36,3%.

En este nivel tanto en las muestras de 2005 y 2006 como en el perfil B las fracciones finas habrían sido transportadas por una arroyada difusa o colada fluida a la que se suman los procesos de decantación, aunque incluye laminaciones que revelan la existencia de arroyadas algo concentradas. Se trataría de un sedimento de rasgos mixtos. Al menos en la entrada de la cueva, la abundante fracción gruesa procedente del exterior parece deberse a la existencia de dos fases sucesivas en su formación, un aporte inicial de grandes bloques y cantos procedentes del exterior, que se concentrarían en la entrada de la cavidad sin apenas matriz, y una posterior sedimentación de las fracciones finas de las arroyadas, que ocuparían los intersticios entre bloques y cantos.

El **nivel IX** fue analizado tanto en los perfiles A y B, como en el subsector 43C y 54C de la excavación. Es de limoarcillas con escasas arenas muy finas y con cantos y gravas en porcentaje variable. En los perfiles las fracciones gruesas son relativamente abundantes (11,7% y 11,0%). Son de caliza angulosas y muy alteradas, y aparecen acompañadas de huesos y carbones. En la excavación son más escasas (6% y 7%). Los porcentajes de carbonatos sobre la fracción total son del 12,3% en el perfil B y del 25,2% en el perfil A, y del 30% y del 32% en la excavación. También en el caso de la materia orgánica se

observa una significativa diferencia entre el perfil B, con un 2,73%, frente al entre el 1,29% y el 1,6% de las otras muestras analizadas, que se expresa en el color del sedimento, algo más oscuro en la primera. El análisis de la distribución textural muestra que el sedimento tiene rasgos bastante homogéneos, asociados con un flujo muy poco selectivo que pudiera emparentar con una colada en el caso del perfil B: platocúrtico o muy platocúrtico y asimétrico, con valor negativo en el perfil B, en 43C y en 54C.

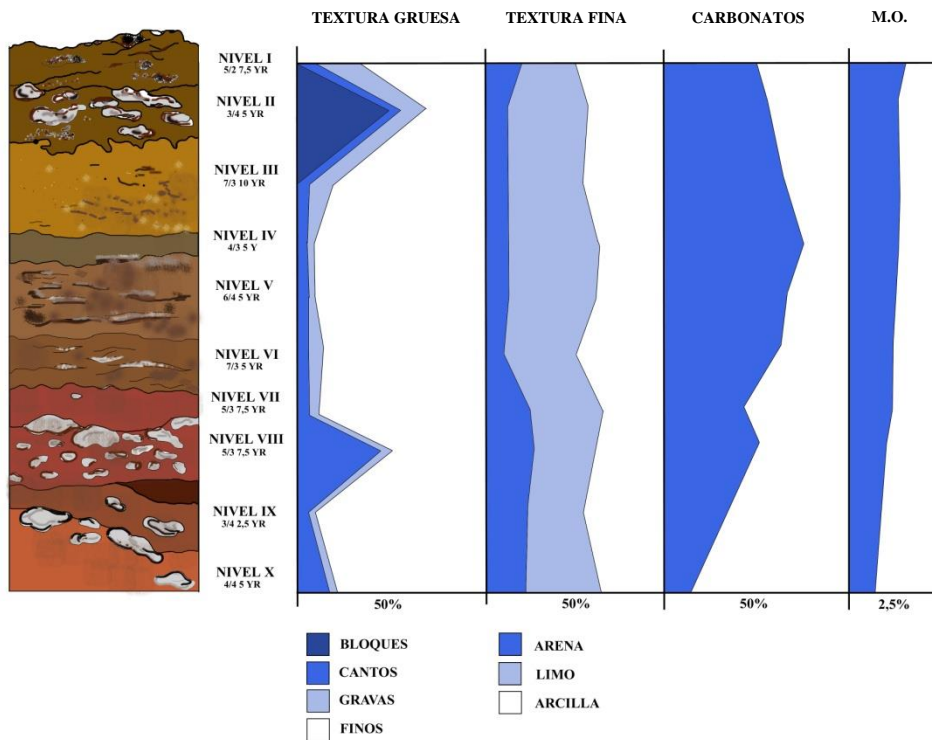


Fig. 6.44. Perfil litoestratigráfico de los niveles del X al I. Textura, porcentaje de carbonatos en la fracción fina global y porcentaje de materia orgánica.

Las muestras analizadas del **nivel VIII inferior**, tomadas en 2006 y 2007, se corresponden con el relleno de la cubeta abierta en IX. Poseen muy escasa fracción gruesa, algunos cantos y gravas alterados por el fuego y carbones tamaño grava en la parte alta del nivel. El porcentaje de materia orgánica es relativamente bajo (0,5% y 0,8%). El porcentaje de carbonatos es en cambio elevado (57,8% y 69,9%). La distribución textural muestra el predominio de arenas y limos (70% del total) con escasas arcillas. Los rasgos de los histogramas y las curvas se corresponden con un depósito forzado (Fig. 6.43 y 6.46), mezcla de materiales de diversos tamaños (platocurtosis con asimetría negativa o simetría). Ahora bien, la morfoscopía de arenas muestra que la fracción fina forma agregados muy resistentes, resultado de una muy probable alteración térmica del sedimento. Las arenas calizas también están termoalteradas, no así los cuarzos, que parecen brillantes y transparentes (Fig. 6.45). Así mismo, hemos podido identificar puntuales fenómenos de vitrificación.

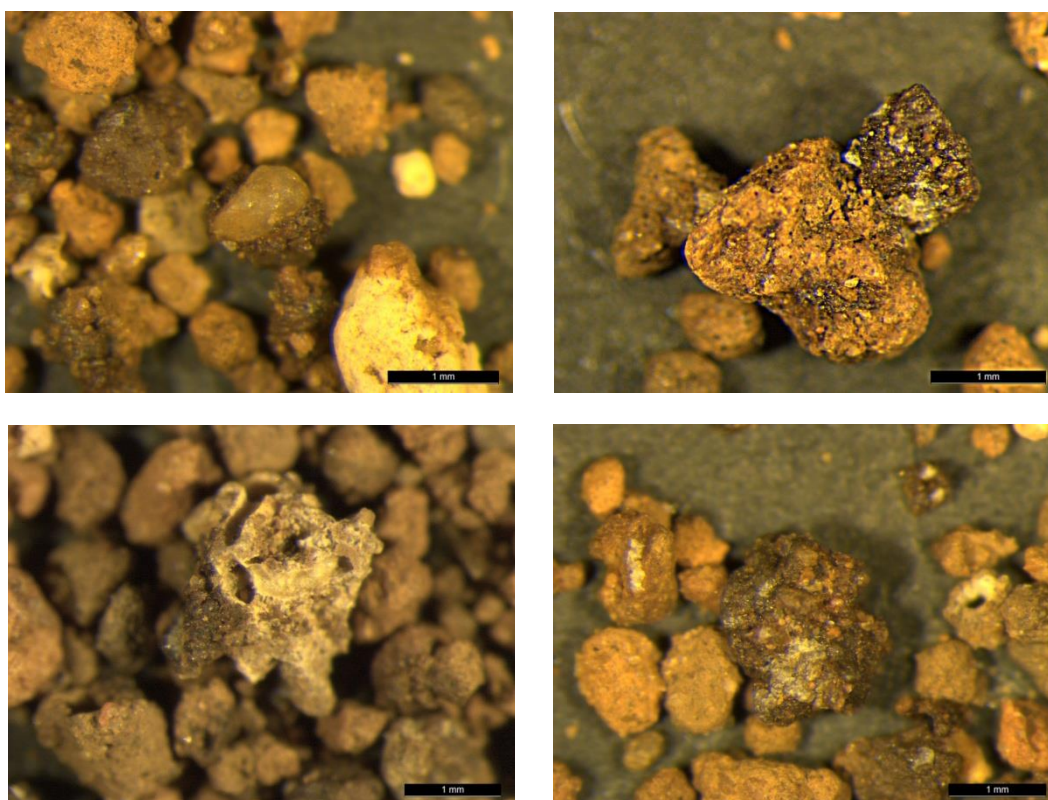


Fig. 6.45. Fotografías de las arenas del nivel VIII Inferior a través de lupa binocular. La escala gráfica representa 1 mm.

El **nivel VIII** fue analizado en el perfil A y de nuevo en los subsectores 43C y 54A del área excavada. Se muestra con rasgos unitarios, limoarcillas con abundante fracción gruesa: cantos angulosos, que alcanzan a representar el 42,34% del total de la muestra, y escasas gravas en el perfil A. En la excavación el porcentaje de cantos es mayor. En 54A esta fracción es de litología caliza microcristalina, subangulosa y elevado porcentaje de porosidad (9,66%) y alteración, con aspecto sacaroideo. Procede del lapiaz superficial del exterior de la cavidad (Tabla 6.1a). En la muestra 43C se documentó un conjunto de bloques y cantos, de los cuales sólo una pieza de las estudiadas procede de un espeleotema parietal de la cavidad, el resto son calizas micríticas con rasgos de redondeo característicos de ladera, aunque muy alteradas, incluso con formas de lapiaz (Tabla 6.1b y c).

El porcentaje de materia orgánica en la fracción fina es también elevado y se sitúa en torno al 1,8%, el 1,95% y el 1,75% respectivamente. El de carbonatos se sitúa en el 42%, el 47,2% y el 27,2%. Las fracciones finas tienen una distribución textural franca a partir de las arenas más finas, con cola en la fracción gruesa que denota que se trata de un depósito forzado (asimetría someramente negativa y platocurtosis, particularmente en 54A, Tabla 6.2.b. y Fig. 6.47 y 49). Lo interpretamos, al menos en la fracción más fina como un flujo en masa, una colada, que en este caso transportaría cantos (*debris flow*), que penetró en la cavidad como resultado de un evento erosivo de gran relevancia en las vertientes que supuso el desmantelamiento de un suelo rendzínico de la ladera.

NIVEL VIII - Cantos de 54A					
Tamaño cm	número	peso	% peso	litología	Redondeo / alteración
1/2	2	4,51	1,92	caliza microcristalina	angulosos, muy alterados
2/3	3	37,06	15,81	caliza microcristalina	50% subangulosos, 25% angulosos, 25% subrodados, todos alterados
3/4	2	42,21	18,01	caliza microcristalina	subrodados, alterados
4/5	4	101,22	43,19	caliza microcristalina	75% angulosos y 25% subangulosos, todos alterados
5/6	1	49,36	21,07	caliza microcristalina	angulosos, alterados

Tabla 6.1a. Datos de la fracción gruesa/cantos estudiada en VIII (54A).

NIVEL VIII - Bloques muestra 43C		
número	peso	Características litológicas, redondeo y alteración
1	1337,26	costra calcárea cristalina laminar, subangulosa y alterada
1	958,24	caliza cristalina clara, muy alterada, con microlapiaz y conductos de lapiaz

Tabla 6.1b. Bloques de la muestra 43C.

NIVEL VIII - Cantos muestra 43C					
tamaño	número	peso	% peso	litología	redondeo / alteración
2/3	3	9,28	0,98	caliza microcristalina	angulosos, alterados
3/4	4	51,25	5,39	caliza microcristalina	angulosos, alterados y muy alterados
4/5	2	91,52	9,63	caliza microcristalina	angulosos, alterados
5/6	2	70,22	7,39	caliza microcristalina	angulosos, alterados y muy alterados
6/7	3	268,79	28,27	caliza microcristalina	subangulosos, muy alterados
8/9	2	459,51	48,34	caliza microcristalina	subangulosos, muy alterados (uno aplanado)

Tabla 6.1c. Datos de la fracción gruesa/cantos estudiada en VIII (43C).

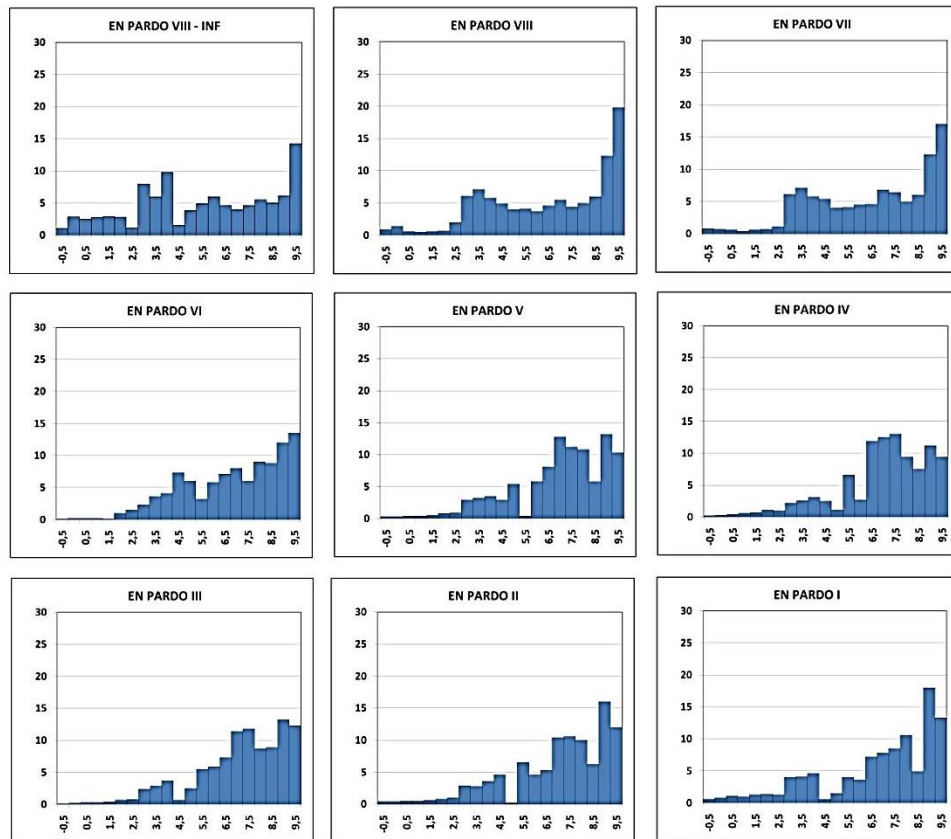


Fig. 6.46. Histogramas texturales de algunas de las muestras estudiadas de los niveles del VIII Inferior a I.

El **nivel VII** se estudió en el perfil A y en el área de excavación (43C y 45D). Está constituido por arcillas (35,4%, 40,2% y 36% respectivamente), limos (43,6%, 35,8% y 39%) y escasas arenas (23,9%, 25% y 20,9%) muy finas (entre 3 y 4 phis). Los cantos y gravas, alterados por procesos de disolución, no tienen porcentajes relevantes (entre 4% y 10% en total). El análisis de las curvas, los histogramas de distribución textural y los índices estadísticos muestran que se formó como resultado de un flujo polimodal, de energía variable (Fig. 6.46 y 47). En 44B lo interpretamos como resultado de la acción de una corriente de agua, inicialmente con capacidad para transportar fracciones arenosas, que sufre una reducción progresiva de la capacidad de arrastre y una fase final en la que predomina la decantación. En el perfil A se corresponde con una corriente lenta y poco selectiva que finaliza en un breve encharcamiento, y que pudiera poseer ciertos rasgos de colada poco viscosa (elevada platocurtosis y asimetría negativa). En el interior del área excavada, 45D, los procesos de decantación parecen menos evidentes y la clasificación de la fracción en suspensión es mayor. El porcentaje de materia orgánica se sitúa entre el 2% y el 2,53%, y el de carbonatos entre el 40% y el 36,2%.

Se trata de un sedimento de procedencia exógena, en relación con la movilización de un suelo de vertiente bastante evolucionado. El sedimento del sector interno, con menos

porcentaje de arcillas y algo más de arenas, podría ser el resultado de procesos de lavado más intensos en la parte interna de la cavidad.

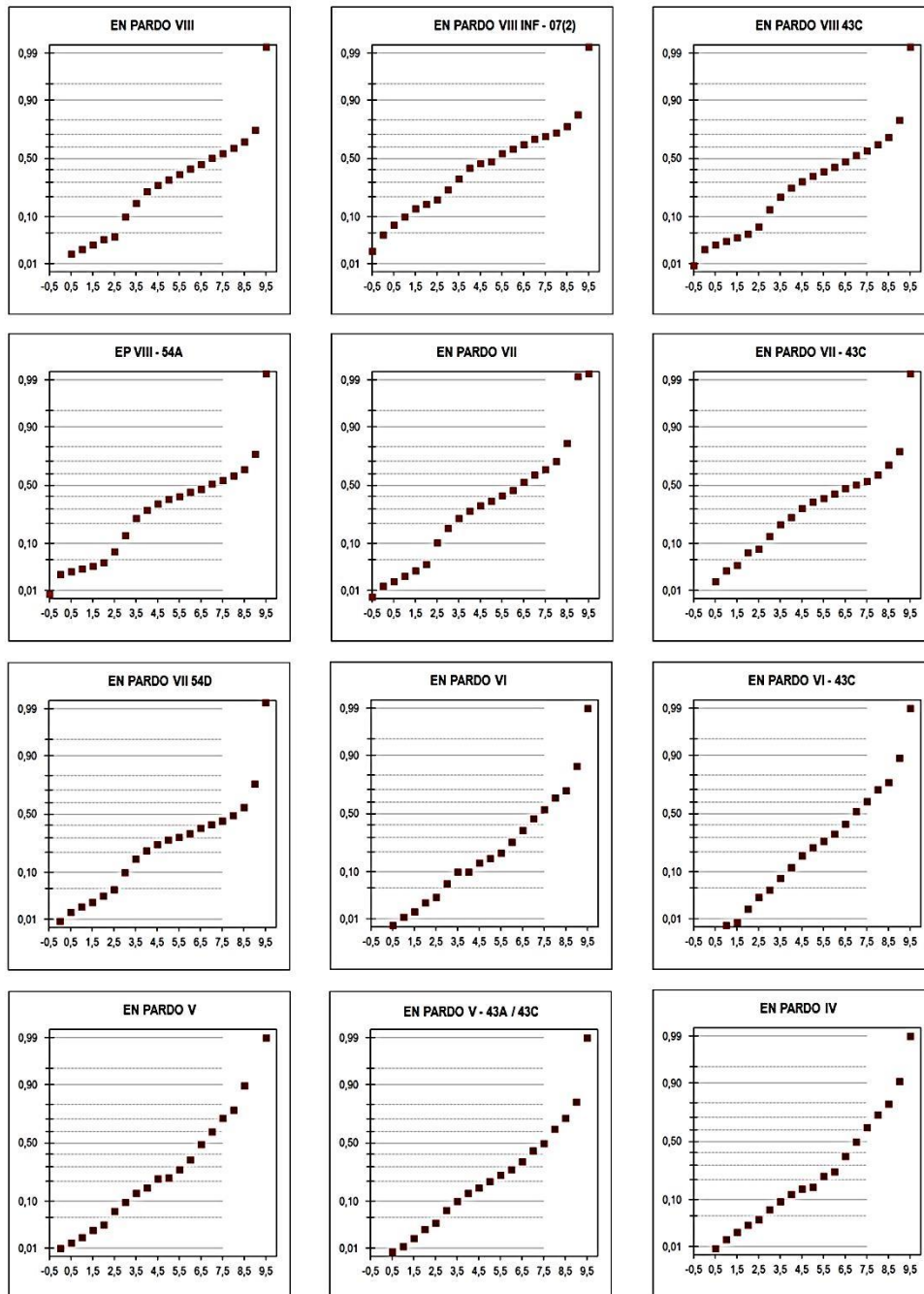


Fig. 6.47a. Curvas texturales semiprobabilísticas de las muestras estudiadas (2).

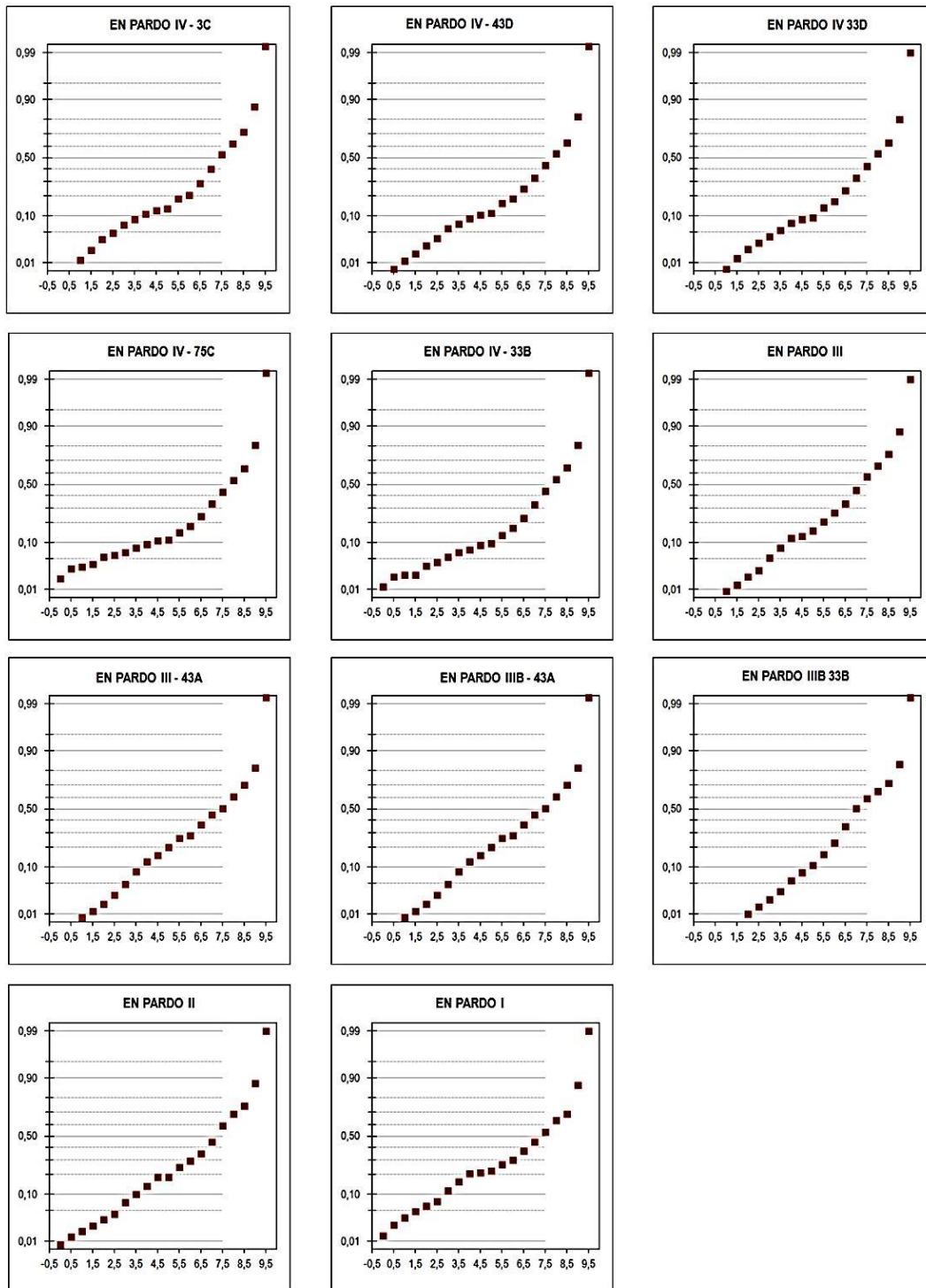


Fig. 6.47b. Curvas texturales semiprobabilísticas de las muestras estudiadas (3).

El **nivel VI** se analizó a través de una muestra del perfil A y otra del sector 43C. Está constituido en su mayor parte por sedimentos de origen antropogénico, cuyo estudio sedimentológico tradicional aporta una información parcial a su conocimiento. Es por ello que se seleccionó un sedimento aparentemente poco alterado y con rasgos naturales de la base del estrato en ambas muestras. La morfoscopía muestra en este y el resto de niveles antrópicos la presencia de arenas detríticas en porcentajes, siempre por encima del 60% en los niveles VI y V, en este caso, del 64%, que demuestra que existe una relevante fracción de este tipo en el sedimento estudiado. El resto de las arenas son agregados resistentes por la acción del fuego o por precipitados químicos y restos de carbón y vegetales.

En el perfil A el sedimento es predominantemente arcilloso (46,5%) con limos (43,4%) que en parte son de cenizas, y más limoso en la zona excavada. En el primero la distribución textural muestra la presencia de arenas finas y limos mal clasificados, y sobre todo arcillas decantadas, que nos sitúan ante un flujo de agua de muy baja energía en el que predominar los procesos de decantación. Muy mala clasificación, leptocurtosis y asimetría negativa que asociamos a la relevancia de los aportes antrópicos en la fracción arenosa. Lo mismo se puede decir de la muestra del área excavada, aunque aquí los rasgos naturales, posibles arroyadas y procesos de decantación, son más perceptibles (Fig. 6.46 y 6.47a).

La fracción gruesa, en porcentaje no significativo, aparece muy alterada. Sí es relevante el porcentaje de gravas, resultado de la formación de agregados muy resistentes, como consecuencia de procesos de alteración térmica y movilización del carbonato cálcico a ella asociada, así como a la formación de concreciones de fosfato cálcico en el perfil A (7%). El porcentaje de materia orgánica es muy similar al del nivel anterior, en cambio los carbonatos se sitúan en torno al 58% y al 56,1%.

Muy relevantes son los rasgos deducidos *de visu* en la estratigrafía, que indican la presencia de elementos relacionados con la estabulación.

El **nivel V** es también fundamentalmente antropogénico. Se estudian las muestras del perfil A y de la zona excavada en 43A con 43C. En el perfil A la fracción natural se corresponde de nuevo con un sedimento de arcillas y limos (con predominio de estos últimos, 46,7%, frente al 40,2%), con algunas arenas heterométricas, preferentemente finas. En la zona excavada el sedimento es muy arcilloso (50,1%), con menor fracción gruesa. El estudio textural indica que la parte detrítica del sedimento procede en gran parte de flujos sin apenas energía y procesos de decantación. Mesocurtosis que asociamos a la relativa concentración de la mayor parte de las fracciones en tamaños limoarcillosos, y asimetría negativa que de nuevo creemos responde a la presencia de aportes antrópicos en forma, sobre todo, de agregados resultado de procesos químicos y de combustión. La materia orgánica posee porcentajes similares a VII y VI. El porcentaje de carbonatos, también similar, se sitúan por encima del 50%.

El **nivel IV** se analizó en el perfil A y en las unidades 33B, 33D, 443D, 53C y 75C, dada la complejidad de su discriminación en los perfiles estratigráficos. En el perfil A está constituido por limos (50,4%) y arcillas (37,4%) con algunas arenas finas. El resto de muestras analizadas poseen una menor fracción limosa (en torno al 43%) y más arcillas

(en torno al 46-48%). Las muestras poseen en general rasgos texturales homogéneos, con simetría y mesocurtosis (excepto en el perfil A que es ligeramente leptocúrtico). La abundancia relativa de fracciones de limo fino la asociamos a la presencia de cenizas distribuidas aleatoriamente en el estrato, prueba de su intensa remoción, aunque la estructura identificada en el sector 42 muestra que esta no es general. La fracción gruesa de nuevo es escasa, pero son muy abundantes los agregados resistentes, resultado en parte de la alteración térmica y química como en los casos anteriores. Continúa la tendencia descrita para los niveles anteriores con el mantenimiento de elevados porcentajes de materia orgánica (entre el 2,6 y el 1,67%) y el progresivo incremento del porcentaje de carbonatos, que alcanza el 72,6% en el perfil A, pero que se sitúa entre el 64 y el 54% en los subsectores 33B, 43A y 53C. Se trata de nuevo de un sedimento antrópico en relación con la actividad pecuaria que le caracteriza, con una importante componente detrítica, conformada por sedimentos decantados. Los tonos verdosos documentados en algunos sedimentos parecen indicar algunos procesos de reducción que podríamos relacionar con un incremento de la humedad puntual.

El **nivel III** está constituido por arcillas y limos con poca fracción gruesa, entre la que destacan los carbones y los agregados tamaño grava. Los porcentajes de materia orgánica y carbonatos lo emparentan con los niveles de estabulación. Los valores para la materia orgánica se acercan al 3% en el perfil A y el 2% en el área excavada, y los porcentajes de carbonatos son elevados aunque variables, entre el 63,8% de la muestra analizada del Perfil A y el 54,2% de la muestra del subsector 43A, variación que estaría en función de la mayor o menor presencia de agregados carbonatados en el sedimento. La distribución textural indica también en este caso rasgos de un sedimento decantado con algunas arenas, con predominio de los procesos de decantación, emparentando con los niveles del VI al IV.

Cabe destacar aquí el análisis de las muestras obtenidas en los subsectores 43A y 33B, que fue descrita inicialmente como **nivel IIIb** por poseer ciertos rasgos singulares en cuanto al color, un tono anaranjado. El estudio morfosκόpico de las arenas demostró que está constituida en parte por agregados de paleosuelos rojos de las vertientes. Ello viene a confirmar la existencia de exiguos aportes externos en forma de arroyadas de muy baja energía.

Todas las muestras estudiadas poseen fracciones finas con rasgos texturales similares, como por ejemplo asimetría negativa y platocurtosis. Los rasgos que más diferencias los dos grupos establecidos están en los menores porcentajes de materia orgánica y carbonatos del nivel IIIb, que indicaría un menor peso del componente antropogénico.

El **nivel II** está constituido básicamente por bloques (49%), cantos y gravas (25,97% en total) que proceden en gran parte de desprendimientos cenitales. La matriz, que no supone más del 27% del total, está constituida por limos y arcillas con algunas arenas (13,5%), más abundantes que en los niveles infrayacentes. Posee una distribución textural que muestra el predominio de nuevo de los procesos de decantación, pero con una gran mezcla de fracciones. La asimetría negativa es muy pronunciada y el tamaño medio es sutilmente mayor que en las muestras de estabulación. El porcentaje de carbonatos, moderadamente bajo, es próximo al 56%, y el de materia orgánica es junto al del nivel I el más alto del perfil, un 3%.

El **nivel I** apenas posee fracción gruesa, fundamentalmente gravas angulosas de caliza muy poco porosas. La distribución textural de las fracciones finas muestra un aumento en el porcentaje de arenas (20%), singularmente las gruesas, que da lugar a una muy marcada asimetría negativa, y que podría responder a cambios en el modelo de transporte del sedimento, hacia arroyadas más energéticas o a la acción antrópica. El carácter entre platocúrtico y mesocúrtico está en relación con una mayor clasificación de la fracción limosa. Ciertos rasgos del sedimento vinculan este nivel con el nivel II, además de la marcada asimetría negativa, los porcentajes de materia orgánica y carbonatos son similares a los de éste y diferentes a los de los niveles de estabulación.

6.4.2. Evaluación de algunos indicadores e índices estadísticos texturales

Los rasgos texturales son una herramienta más para la interpretación de los mecanismos de transporte y las condiciones de sedimentación. Los autores que han trabajado en este ámbito proponen el estudio de formaciones sedimentarias más o menos homogéneas en cuanto a procesos y origen de la materia prima y el análisis estadístico de las relaciones entre los índices gráficos derivados de las curvas e histogramas (Fleming, 2007; Hartmann y Fleming, 2007).

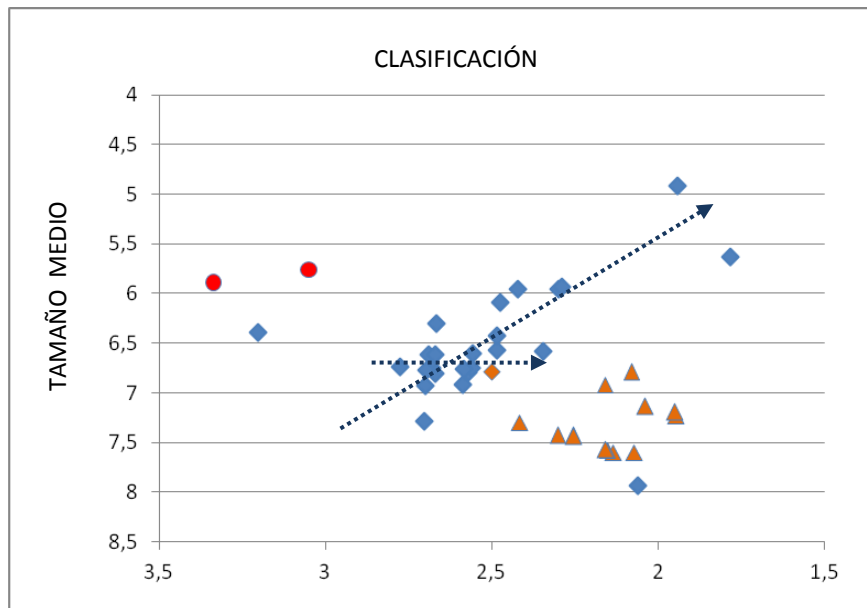


Fig. 6.48a. Relaciones entre tamaño medio y clasificación según el modelo propuesto por Mycielska-Dowgiallo y Ludwikowska-Kędzia (2011): círculo en rojo representa niveles VIII Inferior; rombos azules sedimentos naturales; triángulos naranjas niveles antrópicos de II a V, rombo naranja nivel I.

En nuestro estudio hemos llevado a cabo un análisis de las relaciones entre ciertos índices o parámetros texturales Folk y Ward (1957): tamaño medio y clasificación, tamaño medio y asimetría, y clasificación y asimetría, que han sido propuestos como buenos indicadores de la singularidad de formaciones sedimentarias relacionadas genéticamente (Mycielska-Dowgiallo y Ludwikowska-Kędzia, 2011). Hemos incluido los datos de muestras correspondientes a la totalidad de los estudiados (incluyendo los niveles del XVIII al XIV del perfil B). Presentamos también las curvas acumulativas de manera conjunta. Además

hemos llevado a cabo un análisis cluster, una agrupación estadística en clases que ponen en relación un conjunto de variables de relevancia sedimentaria, como son la textura de la fracción fina, el porcentaje total de fracción gruesa, gravas y cantos, materia orgánica, porcentaje de carbonatos en la fracción fina total, así como de los cuatro parámetros Folk y Ward (1957).

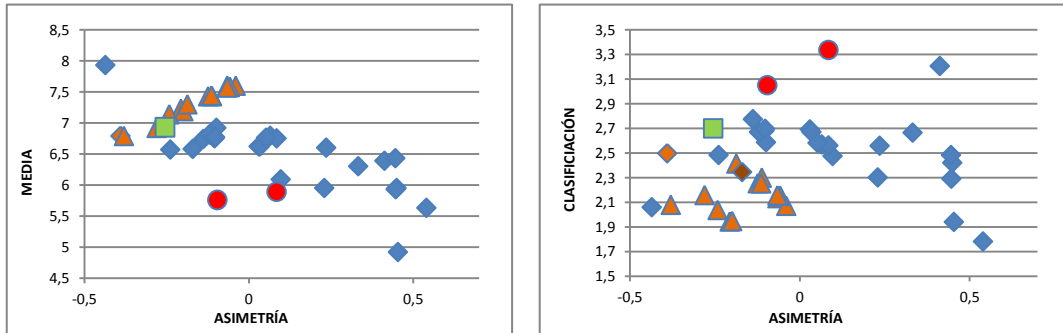


Fig. 6.48b y c. relaciones entre asimetría y clasificación, y asimetría y media. En ambas gráficas el cuadro verde representa el nivel IX-54C. En 48.c. el rombo marrón representa el nivel VII del perfil A.

Finalmente, abordamos un breve análisis del comportamiento / evolución de ciertos indicadores analizados en el perfil, previo a la discusión de los resultados de los datos estratigráficos y sedimentológicos. Es el caso de los porcentajes de materia orgánica, carbonato cálcico y porosidad en los cantos, que creemos aportan información relevante a la secuencia.

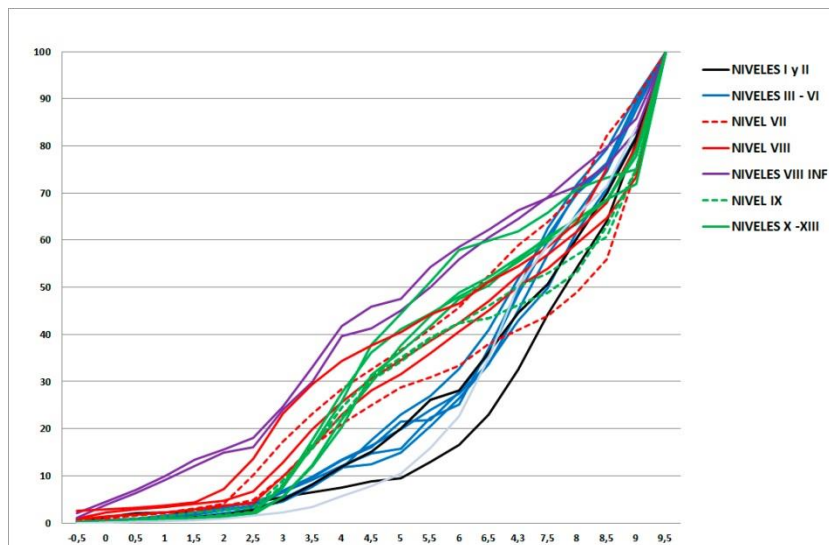


Fig. 6.49. Curvas acumulativas de las muestras analizadas en Cova d'En Pardo.

En la relación establecida entre indicadores de clasificación y tamaño medio se observa una clara relación genética en todas las muestras, dada la proximidad de los valores obtenidos. Con todo, se observa la existencia de un grupo bastante homogéneo formado por las muestras descritas como de génesis antropogénica, de estabulación (del nivel III al VI), incluyendo la muestra estudiada del nivel II y del nivel IIIb (Fig. 6.48a). El resto de muestras,

fundamentalmente sedimentos naturales, forman por su parte un grupo muy bien definido, del que se separan algunos niveles, entre los que destacan las muestras del nivel VIII inferior.

Por otro lado, según el modelo propuesto en el estudio de sedimentos llevado a cabo por Mycielska-Dowgiallo y Ludwikowska-Kędzia (2011), parece intuirse unas relaciones entre las muestras naturales que son de interés: La clasificación disminuye de forma paralela a la disminución del tamaño medio (expresado en la gráfica con la flecha más larga, Fig. 6.48a), fenómeno que estas autoras describen como de medios en los que prevalecen los procesos de clasificación en las arenas junto con un suministro periódico de limos mal clasificados transportados en suspensión. Depósitos que pueden formarse durante una rápida disminución de la competencia del medio de transporte: por ejemplo en la acumulación de fracciones en suspensión durante una menguante inundación. En su modelo también podría tratarse de depósitos de ladera sin clasificar donde los procesos de acumulación son muy rápidos (Mycielska-Dowgiallo y Ludwikowska-Kędzia, 2011, 197). También se observa cierta tendencia, menos relevante, a variaciones de la clasificación en las muestras con iguales tamaños medios, que se asociaría a depósitos de lavado en ladera (flecha corta de la Fig. 6.48a).

Las relaciones entre clasificación y asimetría, y tamaño medio y asimetría (Fig. 6.48b y b), muestran también agrupaciones claras de las muestras de carácter antropogénico. Por su parte las muestras naturales presentan sutiles agregaciones de los niveles dependiendo la energía de los flujos o la presencia de fracciones gruesas. Profundizando más, podemos observar en la primera gráfica cómo se mantiene la agrupación de las muestras antropogénicas frente a las naturales, y como el nivel VII del perfil A parece emparentar con las primeras. En la segunda gráfica se observa una clara tendencia en las muestras resultado de procesos de estabulación, ya expresada, a presentar colas de gruesos, frente a las muestras naturales, que poseen colas de finos. En este caso es la muestra asociada al nivel IX-54C la que emparenta con los sedimentos antrópicos.

Las curvas acumulativas de los niveles estudiados se organizan en distintas tipologías. Presentan curvas hiperbólicas la totalidad de los niveles antrópicos hasta el nivel VI, siendo la del nivel I la más pronunciada. Los niveles del XIII al

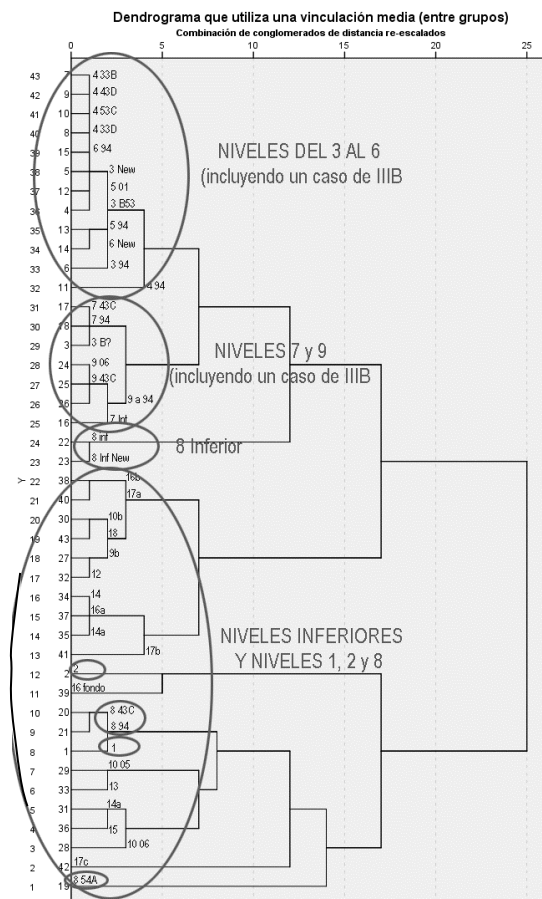


Fig. 6.50. Clúster. Dendrograma de agrupación jerárquica aglomerática en un método de agrupación sencilla.

IX presentan rasgos sigmoidales o sigmoideas en relación con flujos hídricos que les dieron origen. Emparentadas con estas pero con sutiles rasgos parabólicos o cóncavos de depósitos forzados aparecen los niveles VIII y VII. Finalmente las curvas del nivel VIII inferior son rectas (Fig. 6.49).

El análisis clúster (Fig. 6.50) muestra la agrupación de los niveles sedimentológicos en función de su génesis. Los sedimentos de origen antrópico interpretados como asociados a rellenos de estabulación, están profundamente emparentados e individualizados (niveles del III al VI). Frente a este grupo destaca el de sedimentos naturales, que se articula en tres subgrupos. El más diferenciado incluye las muestras de los niveles VIII, X, XIII, XIVa, XV y XVIIc, además del nivel I. Otro subgrupo incluye los niveles X sin cantos, XII, XIV, XVI, XVII a y b, posiblemente singularizado del anterior por la ausencia relativa de fracción gruesa. Entre ambos encontramos los niveles II y XVI junto a la pared. Los niveles VII y IX se sitúan en el árbol entre los sedimentos naturales y los antrópicos, junto con el muy singular nivel VIII inferior.

Así, a partir de la clara adscripción de los grandes grupos a su origen sedimentario ya propuesto: antropogénico (asociado a la estabulación) o natural (básicamente procesos asociados a flujos hídricos), observamos ciertos matices de interés. Por otro lado, respecto al grado de semejanza entre las muestras objeto de estudio se dan diversas fenomenologías: son muy frecuentes los casos de proximidad entre muestras de un mismo nivel, y más singulares los que, al contrario, presentan grandes diferencias. También hay casos de proximidad entre muestras que representan a distintos niveles. Respecto al primer caso destacan las muestras analizadas de los niveles IV, VIII Inferior, y IX, así como algunos grupos de muestras del nivel VIII. En lo que se refiere a las distancias internas entre niveles, destaca el caso de la gran variabilidad de alguna de las muestras de los niveles VIII y X. También el caso de la muestra de VII interior, que parece emparentar con el nivel IX. Respecto a la proximidad entre niveles, se observan algunos ejemplos: el del nivel VI con las muestras del nivel IV, el de los niveles III, V y VI, y el del nivel VII con algún caso del nivel IIIb, además del ya citado VII interior con IX.

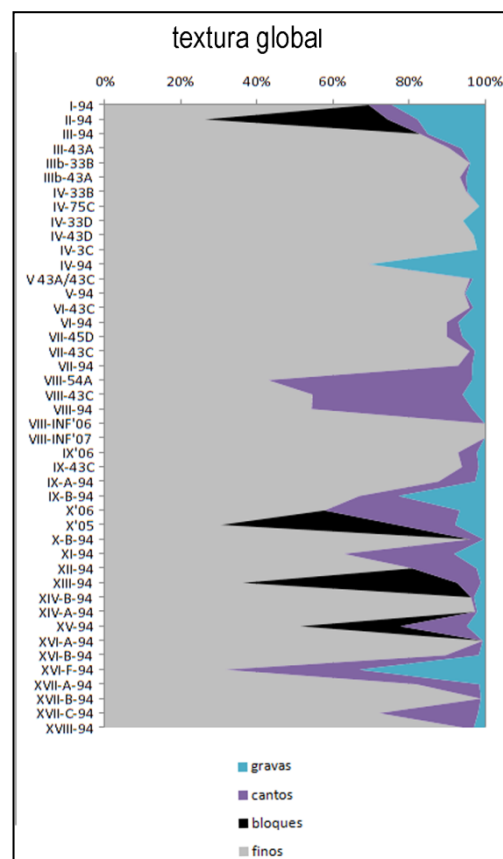


Fig. 6.51. Distribución textural de las muestras analizadas. Fracción fina, gravas, cantos y bloques.

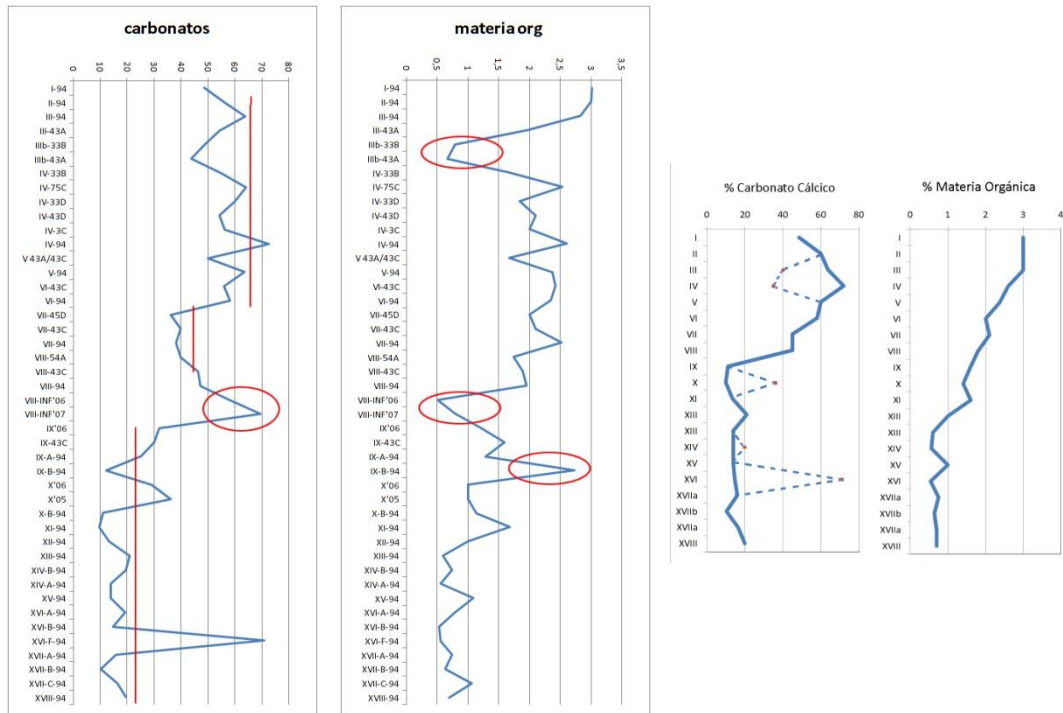


Fig. 6.52a. Distribución de porcentajes de carbonato cálcico en la fracción total y materia orgánica en las muestras estudiadas. Fig. 6.52b. Gráficas que incluyen solo las muestras analizadas durante los años 1994 y 1996.

Por otro lado, respecto a la génesis de los sedimentos, cabe señalar el carácter decididamente natural de los depósitos que conforman los niveles I y II. Lo mismo podemos decir del nivel VIII, muy relevante desde el punto de vista arqueológico. Frente a ello destaca la posible y muy matizada influencia humana en la génesis de los niveles VII y IX. En particular en este último caso, donde se ha descrito una ausencia total de niveles de ocupación distinta a la posición secundaria.

Por último evaluamos en este apartado el comportamiento de algunos rasgos texturales y químicos en el perfil. La textura global, en particular la presencia de fracción gruesa en porcentajes, muestra algunas tendencias que consideramos de interés (Fig. 6.51). Así, los niveles basales presentan una clara alternancia que pudiera asociarse a condiciones ambientales con sucesiones cíclicas. Los niveles superiores poseen en cambio fracciones gruesas menos significativas. Destaca sin duda la abundancia de cantos en el nivel VIII y de gravas, agregados, en una muestra del nivel IV, y la abundancia de bloques y cantos en los niveles X y II.

La tendencia de los porcentajes de carbonato cálcico en la curva que recoge todas las muestras analizadas queda un poco matizada por su irregularidad (Fig. 6.52), pero se observa con claridad la existencia de dos grandes grupos de muestras formadas por las que constituyen los niveles inferiores, con bajos valores, *terra rossa* en origen (matizados en ocasiones por la presencia de fracciones gruesas), y los superiores, en los que los procesos de combustión incompleta de materia vegetal pudo enriquecer de manera considerable los sedimentos

(Cerdà, 1993). Tendencia que se observa aún más pronunciada en la distribución de porcentajes de carbonato cálcico en las fracciones más finas (limos y arcillas, Fig. 6.52a y 6.53). En particular, destaca la semejanza entre los valores de carbonato cálcico de las muestras VIII Inferior con los niveles de estabulación.

La curva que representa la evolución del porcentaje de la materia orgánica muestra una clara diferenciación entre sedimentos naturales y sedimentos de origen antrópico (Fig. 6.52). La elevada materia orgánica en los niveles de estabulación estaría en relación con la combustión a baja temperatura. De nuevo es interesante ver como el nivel IX del perfil posee valores semejantes a estos. Distinto sería el caso del nivel VIII Inferior, donde ciertas evidencias señalan hacia temperaturas más elevadas en la combustión, que la habrían mineralizado (Moreno, 1989).

Desde otra perspectiva también las tendencias de incremento o descenso de materia orgánica aportan datos de interés. Por ejemplo se observa como los niveles XIII, XII y XI muestran un progresivo incremento de la materia orgánica que indicaría una sucesión coherente de horizontes edáficos. En el interior de la cavidad una vez transportados desde la vertiente, la secuencia debería aparecer invertida, de modo que más que una sola sucesión de horizontes edáficos, debe ser interpretada como una sucesión de horizontes pertenecientes a distintos suelos (recordemos que aquí serían de carácter rendzínico). Estos serían cada vez más evolucionados, en relación con una progresiva mejora de las condiciones ambientales. A su vez, la continua entrada de los sedimentos en la cavidad indicaría condiciones favorables a los procesos de transporte sedimentario en las laderas, al menos estacionalmente.

El porcentaje de porosidad de la fracción gruesa de las muestras estudiadas en Cova d'En Pardo indica la existencia de unas condiciones ambientales contrastadas entre las muestras del XVIIc y XVIIb y el resto de las muestras (Fig. 6.54). Durante la formación de este reducido grupo de muestras pleistocenas la humedad sería elevada. Algo similar ocurre, aunque con menor relevancia, en el nivel IX del perfil A.

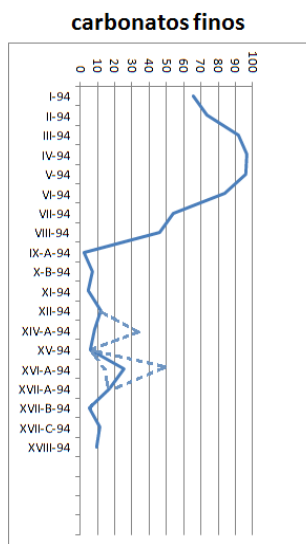


Fig. 6.53. Distribución de porcentajes de carbonato cálcico en las fracciones finas de algunas muestras estudiadas entre 1994 y 1996.

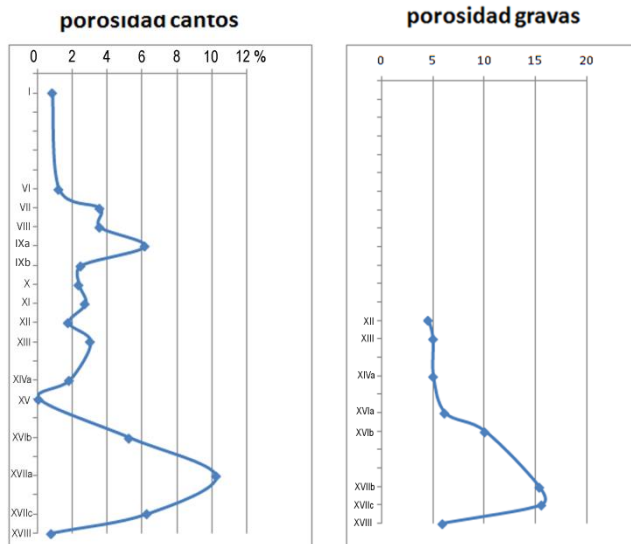


Fig. 6.54a y b. Distribución de porcentajes de porosidad de la fracción gruesa de algunas de las muestras estudiadas entre 1994 y 1996.

MUESTRA	finos	gruesos	bloques	cantos	gravas	arena	limo	arcilla	porosidad cantos	porosidad gravas
I-94	69,54	30,46	0	6,08	24,38	20,1	33,2	46,7	0,86	
II-94	26,98	73,02	49,03	7,97	18	13,5	42,3	44,2		
III-94	83,01	16,99	0	1,99	15	11,8	45,1	43,1		
III-43A	90,75	9,25	0	3,11	6,14	12	38,6	49,4		
IIIb-33B	96	4	0	0,2	3,8	5,7	44,7	49,6		
IIIb-43A	93,5	6,5	0	1,65	4,85	14	40,6	45,4		
IV-33B	95,2	4,8	0	0,28	4,52	7,5	43,7	48,8		
IV-75C	98,57	1,43	0	0	1,43	9,1	43,1	46,7		
IV-33D	94,3	5,7	0	0	5,7	7,3	42,6	50,1		
IV-43D	97,1	2,9	0	0	2,9	8,9	43,1	47,9		
IV-3C	98	2	0	0	2	10,6	42,3	47,2		
IV-94	69,35	30,65	0	0,32	30,33	12,2	50,4	37,4		
V 43A/43C	96,1	3,9	0	0,79	3,11	13,5	36,4	50,1		
V-94	94,65	5,35	0	0,26	5,09	13,1	46,7	40,2		
VI-43C	96	4	0	1,02	2,98	12	49	39		
VI-94	90	10	0	3,08	6,92	10,1	43,4	46,5	1,24	
VII-45D	90	10	0	4,13	5,87	25	39	36		
VII-43C	96	4	0	1,46	2,54	23,9	35,8	40,2		
VII-94	93,04	6,96	0	3,66	3,3	20,9	35,9	43,6	3,59	
VIII-54A	42,92	57,08	0	53,73	3,35	35,67	6,04	58,3		
VIII-43C	54,7	45,3	0	39,52	5,78	25,7	31,2	43,1		
VIII-94	54,45	45,55	0	42,36	3,21	23,9	35,8	40,2	3,59	
VIII-INF'06	100	0	0	0	0	41,73	27,7	31,1		
VIII-INF'07	100	0	0	0	0	39,71	29,38	30,91		
IX-54C	93	7	0	4,96	2,04	23,9	27,1	49		
IX-43C	94	6	0	4,42	1,58	22,6	30,4	47		
IX-A-94	87,85	12,15	0	9,65	2,5	22,5	30,3	47,2	6,19	
IX-B-94	63,25	25,23	11,46	25,29	25,29	27	35,5	37,5	2,53	
X'06	57,9	42,1		35,55	6,55	27,6	32,2	40,2		
X'05	30,7	69,3	46,3	15,26	7,74	20	39,2	41		
X-B-94	96,24	3,76	0	3,43	0,33	20,2	40,4	39,5	2,4	
XI-94	62,88	37,12	0	29,09	8,03	27,5	32,5	40,3	2,78	
XII-94	81	19	0	16,9	2,1	25,8	40,2	34	1,81	4,64
XIII-94	36,4	63,6	56,4	6,2	1	22	38,6	39,4	3,07	5,06
XIV-B-94	96,4	3,6	0	0,8	2,8	16,5	63,6	19,9		
XIV-A-94	97,48	2,52	0	0,55	1,97	20,3	61,6	18	1,86	5,09
XV-94	51,5	48,5	26,3	17,5	4,7	25,1	31,1	43,8	0,13	
XVI-A-94	99,5	0,5	0	0	0,5	15,6	68,4	16		6,25
XVI-B-94	89,74	10,26	0	8,73	1,53	21,9	50,3	27,8	5,29	10,18
XVI-F-94	30,68	69,32	0	34,34	31,98	27,3	29,3	43,4		
XVII-A-94	81,98	18,02	0	16,64	1,38	17,1	55,5	27,3	10,29	
XVII-B-94	99	1	0	0	1	34,2	53,9	11,9		15,45
XVII-C-94	72,19	27,81	0	26,1	1,71	6,3	33,9	59,8	6,3	15,62
XVIII-94	94,33	5,67	0	2,85	2,82	19	44,3	36,7	0,8	5,98

Tabla 6.2a. Resumen de indicadores sedimentológicos.

MUESTRA	materia orgánica	carbonatos total	carbonatos finos	mean	sorting	skewenes	curtosis
I-94	3,02	48,6	65,35	6,79	2,4978	-0,3906	0,969
II-94	3	55,9	73,33	6,79	2,08	-0,38	0,83
III-94	2,83	63,8	91,63	7,23	1,9446	-0,2065	0,9956
III-43A	1,97	54,2		7,43	2,255	-0,124	0,796
IIIb-33B	0,8	48,7		7,58	2,153	-0,058	1,069
IIIb-43A	0,67	43,8		7,43	2,301	-0,112	0,821
IV-33B	1,67	54,8		7,6	2,134	-0,066	1,062
IV-75C	2,54	64,2					
IV-33D	1,85	60,1		7,6	2,072	-0,04	0,998
IV-43D	2,1	54,4		7,58	2,153	-0,058	1,069
IV-3C	2,01	56,4	97	7,57	2,157	-0,066	0,913
IV-94	2,61	72,6		7,19	1,948	-0,19918	1,1674
V 43A/43C	1,67	50,21		7,3	2,415	-0,187	0,98
V-94	2,37	63,7	96	6,92	2,159	-0,2805	1,1255
VI-43C	2,42	56,1		7,44	2,254	-0,114	0,98
VI-94	2,35	58,2	83,74	7,14	2,038	-0,242	0,99
VII-45D	2,01	36,2		7,28	2,704	-0,547	0,655
VII-43C	2,1	40		6,75	2,681	-0,104	0,6463
VII-94	2,53	38,2	54,19	6,58	2,346	-0,17	0,659
VIII-54A	1,75	40		7,14	3,59	-0,979	0,561
VIII-43C	1,89	46,3		6,92	2,5863	-0,0988	0,52697
VIII-94	1,95	47,2	46,31	6,74	2,775	-0,1382	0,62955
VIII-INF'06	0,51	57,8		5,89	3,337	0,084	0,756
VIII-INF'07	0,8	69,6		5,76	3,051	-0,096	0,76795
IX-54C	1,21	32		6,93	2,7	-0,255	0,64
IX-43C	1,6	30		6,81	2,67	-0,12	0,63
IX-A-94	1,29	25,2	2,46	6,77	2,696	-0,102	0,637
IX-B-94	2,73	12,3	3,28	6,09	2,474	0,097	0,587
X'06	1,01	29,1		6,62	2,691	0,03	0,58
X'05	1	36,3		6,62	2,6703	0,03425	0,5791
X-B-94	1,14	11,2	7,22	6,79	2,57	0,065	0,639
XI-94	1,68	9,8	4,93	6,3	2,6658	0,3326	0,577
XII-94	1,01	13,5	11,9	5,95	2,3	0,23	0,5
XIII-94	0,6	21	19,38	6,75	2,56	0,085	0,5216
XIV-B-94	0,74	19,5	33,5	5,95	2,42	0,45	1,53
XIV-A-94	0,56	14	8,54	5,93	2,29	0,447	1,378
XV-94	1,09	14	5,91	6,76	2,582	0,0523	0,5184
XVI-A-94	0,8	19,2	25,28	5,63	1,781	0,54	1,748
XVI-B-94	0,54	14,7	11,82	6,39	3,204	0,413	0,703
XVI-F-94	0,56	71,1	49,92	6,57	2,4837	-0,2389	0,6533
XVII-A-94	0,75	16	16,75	6,43	2,4837	0,4455	0,7586
XVII-B-94	0,64	10,4	5,58	4,92	1,94	0,454	1,413
XVII-C-94	1,07	16,5	11,17	7,93	2,0595	-0,436	0,71369
XVIII-94	0,7	19,7	9,85	6,6	2,5572	0,23512	0,5263

Tabla 6.2b. Resumen de indicadores sedimentológicos.

6.5. SECUENCIA CULTURA Y CRONOLÓGICA

6.5.1. Adscripción cultural y cronológica

Los niveles **XIII**, **XII** y **XI** no han sido excavados en las campañas recientes. La revisión de la estratigrafía y de los restos culturales recuperados en las campañas antiguas ha documentado un limitado conjunto de piezas líticas del Paleolítico superior final y el Epipaleolítico (Domènech, 2012). Se ha podido identificar en el nivel XII un conjunto de fragmentos de azagayas en hueso del Magdaleniense superior final (Soler Díaz *et al.*, 2012a) que aportan una datación más ajustada, ya que se desarrolla a partir del 11 ka BP (13 – 12 ka cal BP), en concordancia con las dataciones obtenidas a lo largo de la investigación (dataciones número 25 y 24 de la Tabla 6.3).

Como resultado de las excavaciones recientes se documentó a techo y en cotas intermedias del **nivel X** algunas hojitas de dorso del Epipaleolítico microlaminar o de una fase cultural anterior. Este pequeño conjunto podría situarse cronológicamente en torno al 10 – 9,5 ka cal BP (Aura Tortosa y Pérez Ripoll, 1995; Aura Tortosa *et al.*, 2006). En el **nivel IX** no se identifican niveles claros de ocupación. Es prácticamente estéril, con contados materiales, en posición secundaria: dorsos de sílex de adscripción al Epipaleolítico antiguo.

El **nivel VIII inferior**, excavado entre 2006 y 2007, constituye una fase de ocupación diferenciada más que un nivel sedimentológico. Se corresponde con la apertura de una cubeta en el nivel IX y su relleno, que incluye a techo dos estructuras de combustión de tipo hogar del Neolítico antiguo. La cerámica documentada en esta estructura muestra rasgos del *horizonte impreso* (técnica de *sillón d'impressions*) cronológicamente previo al desarrollo del cardial clásico y en relación con asentamientos del área ligur y provenzal (Soler Díaz *et al.*, 2008). Se obtuvo una datación sobre hueso de cabra salvaje de 5656 - 5511 cal a.C. (datación número 23), que vendría a delimitar el inicio de la secuencia neolítica de la cueva. La fecha obtenida es una de las más antiguas dentro del proceso de neolitización de las comarcas centromeridionales valencianas, que afectó de forma sincrónica a las tierras costeras, los valles interiores y los corredores que los comunican.

Esta primera fase cultural neolítica ha sido considerada como asociada a un fenómeno concreto de ocupación esporádica, en relación con la presencia de grupos pioneros que visitan las comarcas centromeridionales antes del asentamiento definitivo en este territorio. Efectivamente, Soler Díaz *et al.* (2008) mantienen que se trataría de un uso puntual de una comunidad llegada por vía marítima, relacionado con una incursión de carácter cinegético, y por tanto provisional, por parte de los grupos exploradores que habrían visitado los valles y corredores de los ríos Xaló, Girona y Serpis. Esta interpretación se apoya fundamentalmente en que se trata de niveles de ocupación sin fauna doméstica aislados de los niveles neolíticos posteriores. Manen y Guilaine (2002) ya establecieron la existencia de este tipo de asentamientos al documentar presencias puntuales en el arco ligur-provenzal y en el Languedoc, entre el 5750 y el 5500 cal a.C.; en este caso relacionados con el sur de Italia, dada la presencia de cerámicas emparentadas con la facies *Guadone*.

Estas comunidades desarrollarían “una serie de prácticas económicas tendentes a minimizar los riesgos propios de las economías agropecuarias primitivas mediante la recolección intensiva de moluscos o la caza, prácticas que, con la ampliación territorial y la consolidación demográfica, darían paso al complejo socio-económico cardial (Guilaine, 1986), mejor integrado a la diversidad ambiental con una amplia variedad de sistemas económicos” (Soler Díaz *et al.*, 2008).

Por su parte, el **nivel VIII**, descrito como de **cerámicas impresas cardiales y de instrumento** (unos 130 fragmentos), posee una datación establecida a partir del sedimento que se sitúa en torno al 5000 cal a.C. al final del Neolítico antiguo cardial (datación número 21). Aunque se ha dado más veracidad a una datación de vida corta sobre un hueso de ovicaprino, que sitúa la ocupación en torno al 5618 - 5487 cal a.C. (datación número 22), y que remiten a una ocupación de momentos iniciales del Neolítico antiguo (Soler *et al.*, 2012b).

Si damos por buenas las dataciones sobre fauna obtenidas en las dos fases de ocupación del Neolítico antiguo (VIII Inferior y VIII), las debemos considerar prácticamente contemporáneas. Esto no sería algo excepcional, ya que existe dificultad en separar el primer momento de ocupación neolítica del posterior plenamente cardial en la mayoría de los yacimientos valencianos. Es el caso de Cova de les Cendres, Mas d'Is, Cova de la Sarsa o la misma Cova de l'Or. No ocurre lo mismo en el Barranquet (Oliva) (Esquembre Bebia *et al.*, 2008), yacimiento con el que los investigadores de En Pardo establecen una relación directa (Soler Díaz *et al.*, 2011), donde se produce una ocupación puntual y claramente aislada, en la que se documenta un aprovechamiento intensivo de los recursos malacológicos.

El **nivel VII**, que posee una mayor varianza en las decoraciones cerámicas, incluye fragmentos peinados y con decoración incisa, impresa de instrumento, plástica o con relieve y cardial (cerca de un millar en total), se ha adscrito al denominado **Horizonte de las cerámicas inciso-impresas, epicardial** (Soler Díaz *et al.*, 2008), susceptible de vincularse con fases del Neolítico antiguo avanzado o Neolítico IB1. Aunque las cerámicas peinadas quedan por encima del 40% con respecto a las decoradas (32% en el área central), muchos de los fragmentos que la integran pudieran asociarse con fenómenos de intrusión. Varias dataciones han sido obtenidas para este nivel, algunas de ellas consideradas discutibles por los arqueólogos (dataciones de la 19 a la 16). Un análisis realizado sobre la tibia de un ovicaprino (datación número 20) y otro que sirvió para datar el nivel infrayacente en el perfil A (la ya citada datación número 21), resultaron ser coherentes con la secuencia cultural propuesta por estos, aportando unas fechas situadas entre el 5300 al 4900 cal a.C. (Soler *et al.*, 2012b).

Los artefactos recuperados en los **niveles VI y V** se entienden dentro del contexto de las **producciones de cerámica peinada** (280 y 100 fragmentos cerámicos de este tipo de un total de 1000 y 460 respectivamente), o de la fase cultural Neolítico IC del modelo de Bernabeu (1988, 131-166), acorde con una fase propia del Neolítico Medio en transición hacia el Final. Su potencia parece revelar una larga e/o intensa ocupación. Diversas dataciones llevadas a cabo sobre la materia orgánica obtenida en el sedimento y otras de vida corta, permiten a los investigadores proponer una horquilla cronológica que iría desde c. 4900 al 4300 cal a.C. (dataciones de la 15 a la 12).

La cerámica aparece muy fragmentada y no se ha podido vincular con seguridad más que un fragmento a un vaso. Ello se debería al uso de la cavidad fundamentalmente como lugar de estabulación de ganado. A techo del nivel V aparecen fragmentos esgrafiados, correspondientes con la fase cultural suprayacente, y que habría que asociar a procesos de remoción sedimentaria, coincidiendo con lo propuesto en el apartado sobre anomalías cronológicas (ver más adelante).

En el **nivel IV** se documenta la siguiente fase cultural. Se identifica una ocupación de pastores conocedores de las cerámicas decoradas tras la cocción (se recuperaron unos 250 fragmentos cerámicos de esta tipología). Se corresponde con el **Horizonte de las cerámicas esgrafiadas** del Neolítico Final o Neolítico IIA (Bernabeu *et al.*, 1988). Se han documentado hasta 70 fragmentos óseos humanos que han sido interpretados como intrusiones procedentes del nivel superior. Tanto es así que inicialmente se adscribió a esta fase el uso de la cavidad como necrópolis de inhumación (Soler Díaz, 2002). La existencia de una datación en el subsector 44B que ha resultado ser de la Edad del Bronce lo confirma (3080 ± 40 BP, datación número 10). En términos cronológicos el nivel queda referenciado por sendas datación obtenidas en su base (dataciones número 9 y 8 de la Tabla 6.3), que remiten su inicio a una fecha en torno al 4300 cal a.C. (Soler Díaz *et al.*, 2008). La datación de una hemimandíbula del nivel infrayacente (3975 cal a.C., datación número 13) pudiera ponerse en relación con el final de esta fase de ocupación, lo que lleva a sus investigadores a extenderla hasta el c. 4000-3750 cal a.C. (Soler *et al.*, 2012b).

La cueva es utilizada como una necrópolis de inhumación múltiple con facies culturales del **Calcolítico** en el **nivel III**. Se describió una capa con abundantes restos humanos que se derivaría del carácter de necrópolis con acceso cerrado de la cavidad, una cueva-templo según Soler Díaz y Roca de Togores (2012). Desde el punto de vista arqueológico se trata de una acumulación de huesos humanos, de hasta 45 individuos (6 cráneos completos), así como de restos de fauna y artefactos: puntas de flecha, geométricos y láminas, útiles pulimentados, ídolos planos, cuentas de collar y colgantes con acanaladuras, además de fragmentos cerámicos. Un extenso y variado conjunto resultado de una acumulación sucesiva de ajueres funerarios. Soler Díaz y Roca de Togores, en su publicación de 2012, indican que la *funebria calcolítica* podría alcanzar varios siglos, entre ca. 3350 y 2850 cal a.C. en función de las dataciones de vida corta (dataciones número 5 a 3), algo coherente con lo determinado para Cova Pastora, modelo cronoestratigráfico para este momento (McClure *et al.*, 2010).

Se observa en la distribución de los conjuntos óseos una cierta estructuración del espacio, una concentración de huesos largos en los subsectores del fondo de la cavidad y de cráneos y fragmentos craneales en el sector 56 y subsectores 66D y 46B (todos del fondo), así como una distribución homogénea de los huesos pequeños. Ello sugiere una reordenación de los restos humanos, en muchas ocasiones con anterioridad a la reducción esquelética. Se trataría pues de depósitos secundarios producidos a los pocos años de la inhumación inicial, que probablemente ocuparía la zona central. Remociones que explicarían lo mezclado del nivel.

Se han identificado a su vez un número limitado de restos afectados por el fuego (un total de 20) que impide aceptar la propuesta de una práctica de cremación selectiva (Pascual Benito, 2002), así como cierta incidencia de la actividad de carnívoros de mediano

tamaño, tipo zorro, que habrían mordido algunos de los huesos. Al respecto de lo primero se ha propuesto la existencia de fuegos controlados identificados con el ritual, la profilaxis o con la iluminación de los sepulcros (Soler Díaz y Roca de Togores, 2012), que sería coherente con la abundancia de carbones documentada en este y otros yacimientos; como es el caso del Avenc dels dos Forats o del Monedero de Carcaixent (García Puchol *et al.*, 2010, 156).

Los **niveles II y I**, también muy revueltos, incluyen materiales de variada datación, desde la Edad del Bronce hasta la actualidad. En el sector 65 de la cavidad se localizó una ocupación *in situ* del Bronce Final en el Nivel II, un hogar en el que la vajilla cerámica recuperada indica su orientación para la preparación, el cocinado y el consumo de alimentos. La ausencia de recipientes de gran tamaño destinados al almacenamiento indicaría una ocupación puntual, más que un hábitat continuado, no pudiéndose discernir si su uso fue preferentemente pastoril u otro (Acosta y López Padilla, 2012). A este conjunto hay que añadir diversos fragmentos cerámicos y dos enterramientos femeninos en fosa, abiertos en los niveles III y IV.

En época ibérica y romana la cueva es visitada con frecuencia pero de forma intermitente. El estudio del escaso material recuperado revuelto entre los niveles II y I documenta cerámicas con dataciones que van desde el siglo III a.C. hasta el siglo IV d.C. (Verdú, 2012), aunque los restos son básicamente de época ibérica (los de época romana sólo suponen el 6% del total). Según este autor los materiales estudiados permiten considerar la cueva como un refugio, en relación con su localización en un paso de montaña, posible vía para el intercambio y el pastoreo, en las inmediaciones del gran poblado (*oppidum*) del Xarpolar (Fig. 6.55a).

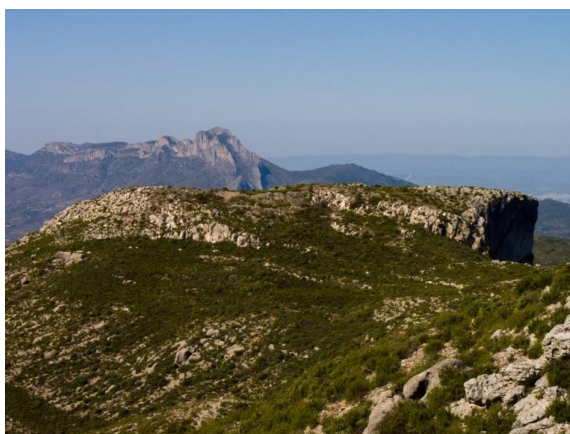


Fig. 6.55a. Promontorio del Xarpolar en el que se halla el yacimiento de época ibérica.

Los niveles de ocupación más recientes documentados se corresponden con un hábitat poco definido de época medieval y postmedieval; comunidades que parecen dar un uso también discontinuo a la cavidad a lo largo de varios siglos (Ximénez de Embún, 2012). Se han identificado varias fases de ocupación entre el siglo XI, coincidiendo con la fundación del Castell d'Alcalà (Fig. 6.55b), muy próximo, y el s. XVI. Predominan las tinajas, las jarras y las ollas de cocina que la autora relaciona con su uso como corral, que permitiría la estabulación del ganado en la

trashumancia. Los elementos más relevantes son de época morisca: una terraza construida en la entrada de la cueva, de la que se conservan los tres muros delimitadores, y a la que se asocia la presencia de abundantes restos de teja curva que podría indicar algún tipo de techumbre, y las bases de tres tinaja localizadas a partir de 1995 en el interior de la cavidad. La formación de costras y estalagmitas en II y I por encima de las tinajas moriscas revelaría una reducción de la intensidad de la ocupación humana a partir de ese momento.



Fig. 6.55b. Castell d'Alcalà.

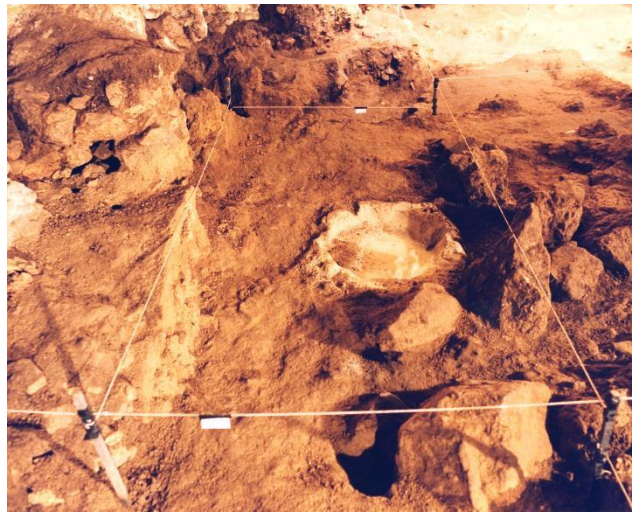


Fig. 6.55c. Base de tinaja morisca. Subsectores 44B-44D.

Número	Nivel estratigráfico	Denominación Ubicación	Material	Referencia	Datación BP	cal BC 2 σ	95,40 %	cal BC 1 σ	68,20 %	Contexto	Comentario
1	II	Emp'96 II / 42D	Fémur humano1	Beta 124123	2920 \pm 702	1370 - 1356 1316 - 923	0,01 0,99	1254 - 1329 1214 - 1015	0,063 0,937		
2	IIb	Emp'95 IIb / 75D	Fémur humano	Beta 95394	4270 \pm 50	3023 - 2850 1813 - 2741 2729 - 2694 2686 - 2680	0,766 0,181 0,050 0,004	2997 - 2995 2927 - 2866 2804 - 2762	0,008 0,809 0,184		
3	III	Emp'65 III Exp-1 F289084	Cráneo humano	Beta 231886	4430 \pm 40	3330 - 3215 3185 - 3156 3126 - 2922	0,273 0,045 0,682	3310 - 3296 3284 - 3275 3265 - 3240 3105 - 3009 2982 - 2935	0,05 0,028 0,127 0,622 0,172		Datan el uso funerario de la cueva
4	III	Emp'99 III / 55C	Cráneo humano	Beta 203493	4490 \pm 40	3061 - 3029 3350 - 3086	0,052 0,948	3334 - 3262 3250 - 3212 3190 - 3153 3134 - 3099	0,402 0,211 0,197 0,190		
5	III	Emp'99 III / 75D	Calcáneo humano	Beta 231875	4550 \pm 40	3485 - 3475 3371 - 3263 3246 - 3100	0,013 0,39 0,597	3365 - 3326 3232 - 3224 3219 - 3173 3161 - 3118	0,334 0,037 0,332 0,296		
6	III	Emp'99 III / 53C	Carbón en sedimento	Beta 79493	4790 \pm 50	3909 - 3879 3802 - 3651	0,046 0,954	4038 - 4019 3997 - 3955	0,260 0,740		Posiblemente datan establación
7	III	Emp'99 III / 43C	Carbón en sedimento	Beta 152955	4980 \pm 50	3842 - 3839 3942 - 3857 3819 - 3653	0,002 0,215 0,783	3904 - 3898 3896 - 3880 3800 - 3695	0,023 0,082 0,895		
8	IV	Emp'94 / Per. A	Carbón en sedimento	Beta 79492	5510	4461 - 4241	1	4447 - 4417 4279 - 4274 4403 - 4328	0,249 0,033 0,718		

Tabla 6.3.a. Dataciones radiocarbónicas llevadas a cabo en Cova d'En Pardo.

Número	Nivel estratigráfico	Denominación Ubicación	Material	Referencia	Datación BP	cal BC 2 σ	95,40 %	cal BC 1 σ	68,20 %	Contexto	Comentario
9	IV	Emp'95 / 52C H8 inf	Carbón en sedimento	Beta 89289	5400 \pm 40	4135 - 4053 4349 - 4147	0,178 0,822	4088 - 4084 4198 - 4172 4338 - 4299	0,017 0,136 0,847		
10	IV	Emp'99 44B	Clavícula humana	Beta 202432	3080 \pm 40	1227 - 1222 1434 - 1260	0,006 0,994	1409 - 1313	1	II	Probable enterramiento de la Edad del Bronce
11	IV	Emp'99 / 42C	Diáfisis tibia ovicaprino	Beta 231874	5810 \pm 40	4777 - 4775 4770 - 4752 4746 - 4548	0,003 0,035 0,962	4718 - 4612	1	V-VI	Remoción niveles establación
12	V	Emp'01 / 43C	Carbón en sedimento	Beta 166164	5710 \pm 40	4689 - 4454	1	4476 - 4474 4471 - 4465 4611 - 4487	0,010 0,032 0,957		
13	V	Emp'02 56C	Hemimandíbula. ovicaprino	Beta 231878	5170 \pm 40	3872 - 3809 4049 - 3935	0,094 0,906	4038 - 4019 3997 - 3955	0,260 0,740	IV	Remoción niveles establación
14	VI	Emp'02 / 54A	Hemiplevis Bos Taurus	Beta 208476	5740 \pm 40	4764 - 4758 4727 - 4537	0,004 0,996	4707 - 4598	1		
15	VI	Emp'03 / 43C	MO en sedimento	Beta 186170	6030 \pm 40	4814 - 4805 5033 - 4829	0,013 0,987	4887 - 4885 4868 - 4850 4988 - 4895	0,007 0,155 0,838		
16	VII	Emp'94 / Per. A	Carbón en sedimento	Beta 79493	4790 \pm 40	3433 - 3379 3659 - 3499	0,102 0,898	3603 - 3524 3641 - 3624	0,171 0,829	III	Muestreo en perfil A - posible contaminación
17	VII	Emp'95 / Per. A	Carbón en sedimento	Beta 89285	5480 \pm 40	4448 - 4415 4405 - 4240	0,092 0,908	4299 - 4261 4366 - 4315	0,364 0,636	IV	Muestreo en perfil A - posible contaminación

Tabla 6.3.b. Dataciones radiocarbónicas llevadas a cabo en Cova d'En Pardo.





Número	Nivel estratigráfico	Denominación Ubicación	Material	Referencia	Datación BP	cal BC 2 σ	95,40 %	cal BC 1 σ	68,20 %	Contexto	Comentario
18	VII	Emp'03 / 43C	MO en sedimento	Beta 186171	6790 \pm 40	5733 - 5630	1	5718 - 5658	1	VIII Inf 	¿? Remoción
19	VII	Emp'04 / 65A	Cráneo humano	Beta 208464	5740 \pm 40	4707 - 4700 4694 - 4490	0,001 0,999	4678 - 4658 4655 - 4637 4619 - 4536	0,113 0,130 0,757	V 	Posible enterramiento en nivel anterior
20	VII	Emp'06 / 63B	Vértebra ovicaprino	Beta 231877	6240 \pm 40	5178 - 5066 5310 - 5199	0,337 0,663	5127 - 5121 5145 - 5138 5092 - 5081 5303 - 5207	0,025 0,031 0,057 0,887		
21	VIII	Emp'95 / Per. A	Carbón en sedimento	Beta 89286	6060 \pm 50	4815 - 4803 5118 - 4108 5206 - 5164 5078 - 4828	0,006 0,007 0,480 0,939	4864 - 4855 5038 - 4901	0,050 0,950		
22	VIII	Emp'06 / 64A	cúbito ovicaprino	Beta 231879	6610 \pm 40	5618 - 5487	1	5614 - 5587 5567 - 5514	0,324 0,676		
23	VIII inferior	Emp'06 / 53D	Hemipelvis C. pyrenaica	Beta 231880	6660 \pm 40	5656 - 5655 5645 - 5511	0,001 0,999	5626 - 5558	1		
24	XII	Emp'95 / Per. b	Carbón en sedimento	Beta 89287	11880 \pm 70	11948 - 11532	1	11880 - 11694	1		Posible contaminación / error muestreo
25	XIII	Emp'95 / Per. B	Carbón en sedimento	Beta 89288	10940 \pm 60	11112 - 11069 11028 - 10690	0,028 0,972	10944 - 10754	1		Posible contaminación / error muestreo
26	XIV	Emp'95 / Per. B	Carbón en sedimento	Beta 79494	20360 \pm 120	22786 - 22671 22607 - 21929	0,031 0,969	22530 - 22153	1		

Tabla 6.3.c. Dataciones radiocarbónicas llevadas a cabo en Cova d'En Pardo.

Número	Nivel estratigráfico	Denominación Ubicación	Material	Referencia	Datación BP	cal BC 2 σ	95,40 %	cal BC 1 σ	68,20 %	Contexto	Comentario
27	XVIIc	Emp'98 / Per. B	MO en sedimento	Beta 124122	25720 \pm 120	28923 - 28327	1	28732 - 28419	1		

Tabla 6.3.a. Dataciones radiocarbónicas llevadas a cabo en Cova d'En Pardo.

6.5.2. Validez de la secuencia estratigráfica: posibles anomalías cronológicas

En la Cova d'En Pardo se llevaron a cabo un total de 27 dataciones radiocarbónicas a partir del colágeno de restos óseos animales y humanos, y de restos carbonosos y ácidos húmicos procedentes de los sedimentos (ver al respecto el análisis llevado a cabo por Soler Díaz *et al.*, 2012b). Las dataciones de los huesos procesados no han sido discutidas, y en función de su correcta caracterización y contextualización estratigráfica son buenos indicadores de la datación de los niveles datados. No ocurre lo mismo con los restos de carbones y ácidos húmicos de los sedimentos. En el primer caso se trata de restos vegetales no del todo consumidos por la combustión. Su edad no siempre coincide con la de los estratos objeto de análisis y se han considerado como poco útiles en contextos arqueológicos complejos que exigen un grado de determinación muy elevada (García Puchol y Aura Tortosa, 2006), aunque en el marco de estudios de carácter paleoambiental han sido validados (Scharpenseel y Heidmann Becker, 1992).

Por su parte, la materia orgánica del suelo puede verse afectada por rejuvenecimientos por la bioturbación o la lixiviación de materia orgánica fresca, pero la datación de los ácidos húmicos del suelo, tras el tamizado y procesado ácido y alcalino de las muestras, reduce el riesgo de valorar la fracción más joven (Kaal *et al.*, 2008). Consideran estos autores que la datación se corresponde con la materia orgánica formada antes del enterramiento del nivel y por tanto, válida para su datación.¹⁰

En consecuencia, podemos tomar en consideración la serie de dataciones llevada a cabo en el diseño de una propuesta cronoestratigráfica para la cueva. Con todo, 10 de las 27 dataciones absolutas obtenidas a partir del análisis C₁₄ AMS son problemáticas (un 37%), y ha sido discutidas y matizadas por los arqueólogos.

Presentamos aquí los desfases más destacados y su posible explicación. Las dataciones número 25 (Beta 892887) y 24 (Beta 89288), referidas a los nivel XIII y XII respectivamente, presentan dataciones invertidas. En este caso el análisis se realizó sobre material carbonoso, y como ya hemos señalado, son conocidos los problemas que el uso de carbón de leñosa puede causar, en particular en el perfil A. Ello nos obliga a relativizar su significado. La cultura material remite al Magdaleniense Superior Final (Soler Díaz *et al.*, 2012a y b), que nos permitiría dar mayor validez a la datación del nivel superior.

Las dataciones 21, 17 y 16 proceden del perfil A (Beta 89286, 89285 y 79493 respectivamente). En el primer caso se observa un cierto desfase (hallada en el nivel VIII se correspondería con el VII), lo que pudiera responder a una posible contaminación. En los otros dos casos la distancia cronoestratigráfica es la mayor (de nivel VII al IV en la última y de VII al III en la segunda) y parece excesiva. Tal vez el perfil, expuesto durante cerca de 30 años, presentaba contaminaciones por movimientos de gravedad que no fueron detectadas.

¹⁰ La fracción lavada con ácido y productos alcalinos es menor de 189 micras. Según el laboratorio *Beta Analytic* suele aportar dataciones bastante ajustadas, con tasas de error, envejecimiento o rejuvenecimiento no muy elevadas, siendo estas últimas las más frecuentes (<http://www.radiocarbon.com/ams-dating-sediments.htm>).

Las dataciones 19 y 10 (Beta 208461 y 202432) se corresponden con restos humanos que se hallan en contextos sedimentarios más antiguos (el segundo hallado en el nivel VII y correspondiente a VI-V, y el primero hallado en el nivel IV y correspondiente al II, de la Edad del Bronce), circunstancia fácilmente explicable como resultado de la gestión humana de estos restos.

El resto de muestras “singulares” proceden del análisis de ácidos húmicos edáficos o restos óseos de ovicaprinos. La datación 18 (Beta 186171) se corresponde con un sedimento más antiguo que el del nivel que representa (hallado en nivel VII aporta una fecha coherente con la propuesta para el nivel VIII Inferior o anterior). Ello parece coherente con lo observado en los restos cerámicos (Soler Díaz *et al.*, 2011) y sería expresión de sucesivas remociones, intencionadas o no, en el interior de la cavidad. Las dataciones 13 y 11 (Beta 231878 y 231874) sobre restos óseos de los niveles IV y V con dataciones invertidas. Al provenir del proceso de excavación podemos presuponer un correcto muestreo, por lo que deberíamos pensar también en remociones, en este caso relacionadas con la gestión como redil de la cavidad y con el saneamiento / combustión de los detritus orgánicos.

Analizados uno a uno los desfases cronoestratigráficos a partir del modelo derivado del conjunto de dataciones y de los conjuntos cerámicos, observamos que, descartadas remociones voluntarias, tales como posibles enterramientos, y posibles problemas en el contexto del perfil A (por ejemplo contaminaciones en perfil no detectadas), el rango de error no es muy alto. Consideramos pues que en Cova d'En Pardo los contextos arqueológicos aparentes no llegan a invalidar el modelo estratigráfico propuesto. La variabilidad obtenida es poco relevante, con la suficiente concreción para la evaluación paleoambiental de la secuencia, aunque exige una especial precaución para evitar errores interpretativos, en particular en los niveles VIII, VII, V y IV. Mención especial merecen las dataciones sobre fauna de los niveles VIII Inferior y VIII que serán objeto de atención en el apartado 6.7.2.

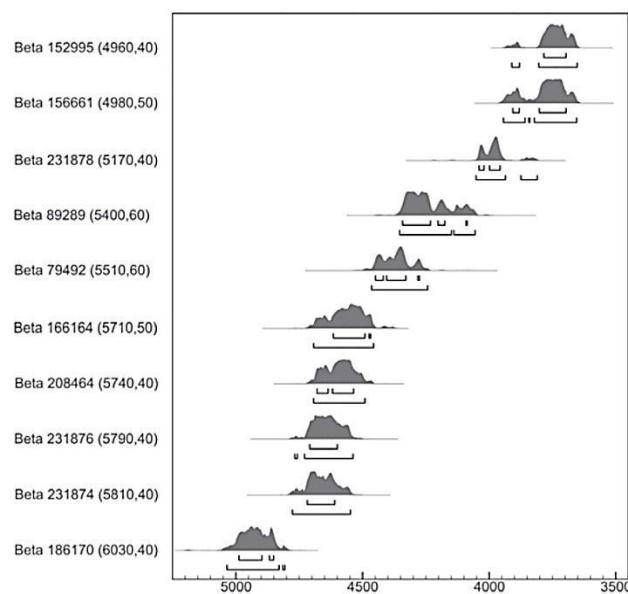


Fig. 6.56. Dataciones sobre sedimento, fauna y hueso humano. Vinculadas al uso de la cavidad como redil (Soler *et al.*, 2012b, fig. 10.5).

6.6. DISCUSIÓN Y PROPUESTA INTERPRETATIVA

6.6.1. La secuencia sedimentaria

La secuencia de sedimentos estudiados en la Cova d'En Pardo se caracteriza por agruparse en dos grandes conjuntos: los que poseen rasgos sedimentarios naturales, los niveles basales hasta el VII, y en alguna medida los niveles II y I, frente a los que son el resultado de la acumulación de restos vegetales y detritos orgánicos en relación con el uso de la cueva como redil, los niveles del VI al III.

Los primeros son fundamentalmente el resultado de arroyadas difusas y de baja energía y coladas, al menos en la parte interior estudiada, que transportan depósitos de ladera muy arcillosos y con frecuencia edafizados, a los que se unen cantos y gravas, exokársticos en los niveles X, IX y VIII y endokársticos, en forma de fragmentos de espeleotemas parietales y cenitales, en los niveles basales XIII, XII y XI, y también en IV y II.

La cueva funcionó en aquellos momentos como una esporádica trampa de sedimentos, que alternaría con fases de no sedimentación y fases de erosión hídrica, en relación con la circulación de escorrentías más o menos concentradas en el sistema de drenaje kárstico del que forma parte.

Los hiatos sedimentarios, contactos netos y erosivos, significaron cambios en la dinámica de la cueva. El predominio de las condiciones de mayor humedad ambiental y biostasia, habría permitido la estabilización de los depósitos de vertiente y la formación de suelos; lo que a su vez habría reducido considerablemente los aportes sedimentarios al sistema de drenaje, dando lugar a fases de no sedimentación que se expresarían en contactos netos en la estratigrafía o fases en las que los flujos hídricos con cierta capacidad de transporte en la cavidad darían lugar a contactos erosivos. Este último es el caso del hiato que sirve de base a nuestra secuencia, el que separa los niveles XIV y XIII, en el que la dinámica erosiva de las fases benignas del Tardiglacial habrían desmantelado el registro sedimentario del Pleniglacial (Ferrer García, 2012).

La secuencia sedimentaria objeto de atención se inicia con un conjunto de sedimentos, niveles XIII y XII, depositados en su fracción fina por arroyadas en una secuencia continua tras el hiato. El nivel XIII posee una muy abundante fracción gruesa en forma de bloques, con algunas concentraciones puntuales de cantos imbricados en forma de plaquetas. En el nivel XII son en cambio más importantes los cantos. En ambos casos la fracción gruesa procedería de espeleotemas parietales y cenitales.

Depósitos de plaquetas en los niveles más profundos fueron puestos en relación con procesos de gelifracción cerca de la boca de la cueva en periodos fríos y relativamente húmedos del Pleistoceno en coincidencia con lo propuesto por Laville (1986) (Ferrer García, 2012). En estos estratos el modelo sigue siendo válido, en particular para el nivel XIII, aunque los desprendidos también podrían estar en relación con la fosilización del sistema kárstico en una fase seca, que favorecería la meteorización mecánica de los depósitos litoquímicos y su desprendimiento, o con cambios muy rápidos de humedad y temperatura asociados con las actividades humanas, en particular por el uso del fuego. La baja presencia de restos humanos en este nivel hace que sea más probable la aridez ambiental. El porcentaje de materia orgánica y el moderadamente bajo porcentaje de porosidad de los cantos en el nivel XIII, así como la

presencia de arroyadas vendrían a confirmar estas condiciones. Un modelo en el que coincide la gelifracción con la aridez es posible con inviernos fríos y sequedad estacional estival.

En el nivel XII los sedimentos finos proceden de suelos más evolucionados, con altos porcentajes de materia orgánica y contenidos menores de carbonatos. Rasgo que parece contrastar con la fracción gruesa angulosa. Ello pudiera deberse a un sutil cambio ambiental hacia condiciones más húmedas, con interrupciones semiáridas que favorecerían la movilización de los suelos de vertiente y la degradación de los precipitados kársticos.

Los restos arqueológicos recuperados en estos niveles, a pesar del elevado grado de indeterminación, parecen situarse a partir del 11 ka BP sin calibrar (~13 ka cal BP), coherente en parte con su datación radiocarbónica del el nivel XII.

A partir del estudio palinológico de las Dras. Michéle Dupré y Penélope González Sampériz (Soler Díaz *et al.*, 2009) se señaló que en estos niveles se ha iniciado la expansión del *Quercus* frente al *Pinus*, proceso que sitúan precisamente en torno al 11 ka BP sin calibrar, aunque en el nivel XIII todavía es predominante el registro polínico del pino. Por otro lado observan un incremento progresivo de las gramíneas y de las compuestas, que expresarían, creemos, condiciones ambientales no muy frías y tendentes a la semiaridez.

Así, los niveles XIII y XII podrían estar en relación con fases semiáridas en evolución a una mayor humedad, en un contexto tal vez frío, al menos en la base, en torno al 13 ka cal BP. Estos momentos fríos o frescos podrían coincidir con el evento frío árido del *Younger Dryas* o GS1, que va desde el 14 al 11,5 ka cal BP según Morales *et al.* (2012), o en un periodo más ajustado, entre el 12,9 al 11,5 ka cal BP en otras aproximaciones (Alley, 2000; Balestra *et al.*, 2013), siendo XII algo posterior.

El nivel XI se haya separado de los anteriores por un contacto neto no erosivo que nos hace pensar en la existencia de un periodo de no sedimentación. Sus rasgos confirman que se trata de un horizonte edáfico formado en un periodo de condiciones biostáticas. El estudio polínico antes citado marca un considerable incremento del bosque de *Quercus* que reforzaría esta idea de clima más húmedo. La entrada de estos suelos se habría producido en una fase en la que se reactiva la morfogénesis en relación con una posible distribución estacional de las precipitaciones.

El nivel X parece depositarse en contacto erosivo en dos fases, al menos en el sector de la entrada de la cavidad. En una primera se produjo el acceso a la cueva de abundante fracción gruesa, fenómeno que posee una indeterminada significación ambiental. Se deposita a continuación un sedimento fino procedente de las laderas, ligeramente edafizado, tal vez de horizontes edáficos más profundos, con menos materia orgánica, que los que se depositaron en el nivel XI.

El estudio polínico llevado a cabo en el Perfil A propuso para el nivel X un elevado porcentaje de *Pinus*, así como la presencia del género *Abies*, además de *Quercus*, *Olea* y *Myrtus*, que por su carácter esclerófilo, indican un clima suave con sequía estacional (González-Sampériz, 1999). Cierta aridez que la autora asocio al Tardiglacial, un posible *Bölling*. Por su parte los datos palinológicos procedentes de la secuencia de los perfiles A

y B (Soler Díaz *et al.*, 2000), indican un incremento progresivo del *Quercus* (probablemente carrasca), que culmina en el nivel X del perfil B, fenómeno que permite considerar este nivel como plenamente holoceno. Parece existir pues desde la palinología diferencias cronoestratigráficas entre los niveles Xa y Xb, siendo el nivel Xa más antiguo, tardiglaciario, aunque esta interpretación debería ser matizada ya que la presencia *Abies*, principal apoyo para esta propuesta de datación, ha sido documentada en nuestro territorio en fases plenamente holocenas; es el caso de la laguna de Villena (Yll *et al.*, 2003; Alba Sanchez *et al.*, 2010).

Los muy escasos restos arqueológicos recuperados, sobre todo en la mitad y techo del nivel X y en la base de IX en las excavaciones de 1993 a 2007, son muy poco concluyentes, y aun pudiendo hallarse en posición secundaria, parecen apoyar la propuesta de una puntual ocupación del Epipaleolítico microlaminar en el contexto (contemporánea a su formación) o a techo del nivel X. Ocupación que por sus características no llegarían más allá del 10 ka cal BP (Aura y Villaverde, 1995).

A la luz de los datos derivados del estudio estratigráfico y sedimentológico en relación con los datos culturales y paleoambientales pensamos que los niveles XI y X se habrían formado en el Holoceno Preboreal, con un clima estacional atemperado, con rasgos de mayor humedad que la actual. Las condiciones ambientales serían genéricamente benignas, aunque pudieran intercalarse fases áridas como las documentadas entre el 11 y el 10 ka cal BP (Combourieu Nebout *et al.*, 2009; Fletcher *et al.*, 2013), que darían origen a los procesos morfogenéticos que explican la formación de los sedimentos en la cueva.

Es probable que entre el nivel X y IX predominaran los procesos erosivos, que podríamos asociar a una fase húmeda; así parece indicarlo la presencia de encostramientos calcáreos, el inicio de una formación estalagmítica, la elevada porosidad de los gruesos, así como la presencia de *Pterydophyta monolete* en el nivel X que pudiera responder a la circulación de agua en el interior de la cavidad (Soler Díaz *et al.*, 2009).

La deposición del nivel IX, una colada de finos que sella la estalagmita, se produjo en un momento de bien entrado el Holoceno inferior. Se trata de un sedimento depositado en unas condiciones ambientales de activa morfogénesis, tal vez asociada a la estacionalidad en las precipitaciones y a cierta aridez, dada la desactivación de los procesos kársticos. Ello es coherente con lo propuesto desde la palinología pero no con el modelo derivado del estudio antracológico (Duque Espino y Grau Almero, 2007), que propone condiciones frescas y de relativa humedad, aunque posiblemente zonal y asociada con el barranco.¹¹ Sí señala este estudio que se identifica cierta degradación del bosque.¹²

¹¹ La zona polínica II del estudio de González-Sampéiz (1998), que afecta al nivel IX y la parte inferior del nivel VIII, se caracteriza por la presencia de *Cupressaceae* y de *Poaceae*, así como por el descenso de *Apiaceae*, que indican una sequía de cierta importancia. *Pistacia* y Oleáceas a su vez revelan cierta termicidad. De igual modo la masa arbórea indica cierta aridez aunque con presencia de freatófitos.

¹² Por su parte, el estudio de los carbones del yacimiento, establece una fase, denominada C, que incluye los niveles IX al VIII, formada por un alto porcentaje de prunoideas, que junto a los fresnos dominan la vegetación del barranco inmediato. Específicamente el estudio antracológico del nivel IX muestra la presencia del pino negral-silvestre y la ausencia de especies termófilas.

La abundancia de *Prunus* (*Rosacea sp.*) y de matorrales seriales (madroños, cistáceas y brezos) parece mostrar la existencia de una etapa substitutiva de formaciones desarrolladas, entre las que destacan los quejigares meso-supramediterráneos y/o los encinares-coscojares mesomediterráneos y formaciones riparias

Ya vimos que los restos arqueológicos del Epipaleolítico microlaminar aparecen claramente en posición secundaria. Aunque no disponemos de datación radiocarbónica, la inmediatez de la ocupación neolítica sobre este nivel nos lleva a proponer que su formación se aproximaría más al inicio del Holoceno medio que al pleno Holoceno inferior.

Así, la colada que constituye el nivel IX revela condiciones de estacionalidad que en coherencia con la propuesta de los estudios paleobotánicos, podrían señalar hacia unas condiciones algo frescas y de aridez climática del Holoceno inferior avanzado, que pudieran coincidir con una fase de estas características del final de este periodo, tal vez con el evento árido / frío 8,2 ka Cal BP (Bond *et al.*, 1997).

La sucesión ambiental propuesta para los niveles X y IX y el hiato intermedio se aproxima a las propuestas de evolución ambiental globales y la elaborada por María Pilar Fumanal en los años 90 (Fumanal García, 1995) (Tabla 6.4), y es coincidente con la propuesta de Jordá Pardo para Tossal de la Roca (Cacho Quesada *et al.*, 2001). La activación de la dinámica morfogénica que conlleva el transporte de suelos formados en los inicios del Holoceno hacia el interior de la cavidad que caracteriza el nivel X y tal vez también a IX, coincide con los procesos descritos por Fumanal para este periodo, con condiciones ambientales aún frescas y contrastes estacionales de la humedad, también documentadas en otras cavidades (Martínez-Pillado *et al.*, 2014), y es coincidente con las condiciones propuestas por estudios paleoambientales en otros medios, que hablan de inestabilidad climática con alternancia de recurrente de fases áridas / secas en un contexto general húmedo, al menos hasta el 8,1 ka cal BP (Pons y Reille, 1988; Cacho *et al.*, 201; Fletcher *et al.*, 2007; Carrión *et al.*, 2001a y b; Morales-Molino *et al.*, 2012; Pérez-Sanz *et al.*, 2013).

También el importante hiato erosivo entre los niveles X y IX es coherente con el modelo. Las marcadas diferencias entre los sedimentos señalan hacia un cambio en las condiciones ambientales, que evolucionan hacia una mayor humedad, y en relación con ello, la formación de las estalagmitas que recubre en parte el nivel IX, que indican que se dieron condiciones ambientales favorables antes de su formación. Tal vez coincidentes con las fases de incisión de los valles de cabecera documentadas por Fumanal en Tossal de la Roca, en torno al 8 ka BP sin calibrar, y que esta autora pone en relación precisamente con un incremento de la humedad (Fumanal García *et al.*, 1995).

Finalmente cabe destacar la presencia de abundantes microcarbones en el nivel IX. Al respecto, creemos que es posible la existencia de fuegos en el bosque con anterioridad a la introducción de las prácticas ganaderas; recordemos la propuesta hecha desde la antracología respecto al carácter sustitutivo de la vegetación. Serían el resultado de incendios que afectaron a las vertientes a lo largo de los primeros momentos del Holoceno. Estudios antracológicos y palinológicos llevados a cabo en el Pirineo han

asociadas a cauces. Este papel sustitutivo es puesto en relación con la explotación intensiva del hombre de los espacios que rodeaban a la cueva, aunque además de con claros de bosque, a menudo estas especies se asocian a cursos de agua, factor zonal, que podría poner en cuestión la validez de esta hipótesis. En los yacimientos estudiados del entorno el taxón *Prunus* no es tan abundante (Carrión, 2005; Badal, 2009), se sitúa en torno al 5% del total, excepto en algunas capas mesolíticas de Coves de Santa Maira, en las que se supera el 10%. Ello podría avalar la hipótesis de que se trate de un indicador zonal de humedad.

documentado la presencia de incendios naturales recurrentes, expresión de un incremento de la aridez (Pèlachs *et al.*, 2011); otros estudios también pirenaicos los asocian a la gestión del bosque por parte de los cazadores-recolectores (Riera y Turo, 2011).

El periodo de no sedimentación que se produce entre el final de la deposición de IX y la ocupación neolítica subsiguiente es posible que sea breve y no tenga significación paleoambiental. Podría ser coherente con unas condiciones ambientales de nuevo algo más húmedas, aunque recuérdese, no se produce la reactivación de los procesos de construcción kárstica. Este periodo se extendería hasta la primera ocupación neolítica, datada en torno al 7606-5 / 7595-74601 cal BP (5656-5 / 5645-5511 a.C.), que se expresó en la apertura de al menos una cubeta y su relleno con un sedimento alterado por la acción del fuego (nivel VIII inferior), y en la construcción del área de hogares a techo de este mismo nivel.

Al respecto de la acción del fuego, la formación de agregados en los suelos gracias a la movilización del hierro y el aluminio requiere temperaturas de en torno a 300° C (Úbeda y Sala, 1996), pero la vitrificación exigiría temperaturas de en torno a los 800° C. Temperaturas algo más bajas serían necesarias para teñir los cristales de carbonato cálcico (Bergadà, 1991). Cabe señalar aquí que los incendios forestales alcanzan temperaturas de entre 100 y 700° C según su intensidad, pero que aun en los de temperaturas más elevadas, los 100° C no superan los primeros 5 cm del suelo. Frente a ello, algunos trabajos citan restos similares a escorias en sedimentos arqueológicos como resultado de la combustión de grandes masas de excrementos animales, que podrían asociarse a la combustión de materia orgánica en condiciones reductoras con temperaturas de entre 500 y 700° C (Courty, 1991, 107). El nivel VIII inferior sería pues resultado más de quemaduras intencionales que de incendios naturales.

La sedimentación del nivel VIII es prácticamente inmediata, en torno al 7568 - 7434 cal BP (5618-5487 a.C.) si atendemos a la datación obtenida a partir de un cúbito de oviscaprino. Ello es muy significativo ya que el depósito supone un nuevo e importante cambio en la dinámica sedimentaria. Se trata de una colada de gruesos, resultado de la inestabilización profunda de depósitos de ladera que formaban suelos en una fase biostática previa. Un fenómeno que puede tener una génesis tanto natural, en forma de un evento paleoambiental árido de corta duración, como humana, al iniciarse la intensificación del uso de este territorio por parte de los grupos neolíticos.

La no construcción de formaciones estalagmíticas, que se detuvieron antes de la formación del nivel IX y no se reiniciaran hasta el nivel VII, parece confirmar que nos hallamos ante una fase o fases áridas. Por su parte, la microfauna recuperada en el nivel VIII, estudiada por Pere Guillem, muestra la presencia de especies con requerimientos ambientales mediterráneos en contexto más húmedo que el actual. Se trata de especies asociadas a un bosque maduro con espacios abiertos, áreas con suelos profundos y bien drenados, y áreas ocupadas por suelos húmedos (Soler Díaz *et al.*, 2008). Con todo, estos restos faunísticos, depositados con toda seguridad en la cavidad, es decir no procedentes del exterior, serían *sensu stricto* anteriores a la formación del sedimento y testimonio de unas posibles condiciones más húmedas, que se expresan en el hiato entre la deposición del nivel IX y el nivel VIII.

Hasta hace poco no existían evidencias en las secuencias paleoambientales globales y regionales de unas condiciones ambientales que explicaran la persistencia de una activa morfogénesis más allá del 8 ka cal BP, momento en el que se instala un clima benigno en este territorio. Pero este modelo se ha visto revisado recientemente con la documentación de un nuevo evento climático árido en torno al 7,5 ka cal BP (Fletcher *et al.*, 2010; Wanner *et al.*, 2011; Pérez-Sanz *et al.*, 2013, entre otros); que por otro lado fue documentado de manera sistemática por la Dra. María Pilar Fumanal en los años 90 del siglo pasado en las cuevas habitadas valencianas, extendiéndose desde el evento árido 8,2 ka cal BP hasta el final del Neolítico antiguo 7,0 ka cal BP, en un contexto en el que la acción humana reforzaría y prolongaría sus efectos negativos (Fumanal García, 1995).

A pesar de haberse constatado un evento climático favorable a la formación del nivel VIII y las evidencias que la respecto poseemos, es factible sugerir como hipótesis una correlación directa entre la formación de la colada y la llegada de los grupos productores a la cueva, en tanto en cuanto la discontinuidad en la dinámica sedimentaria coincide con las evidencias de un nuevo uso de la cueva. Efectivamente, al hiato asociado a una fase biostática propuesta tras la deposición del nivel IX, le sigue la bien datada colada del nivel VIII (Soler Díaz *et al.*, 2012b), a la que se asocian a base y en ella misma, las primeras evidencias de ocupación neolítica. Así es posible plantear que la introducción de nuevas formas de explotar el medio, particularmente la del pastoreo en el paisaje montañoso, habría dado lugar a una rápida respuesta del sistema sedimentario local.

Ahora bien, esta propuesta resultaría inconsistente a la luz del modelo desarrollado por la investigación arqueológica: Se ha propuesto para el nivel VIII Inferior una ocupación puntual asociada a la práctica de la caza de muy bajo impacto sobre el medio natural, a partir de la fauna estudiada en los hogares (Soler Díaz *et al.*, 2008). Así, los 13 restos óseos recuperados en los hogares de VIII Inferior, fueron identificados como pertenecientes a dos animales adultos de especies silvestres (*Cervus elephus* y *Capra pirenaica*), además de los restos de un pequeño rumiante indeterminado.

La microsedimentología tampoco aporta datos concluyentes respecto a la intensidad del uso de la cavidad, ya que para los niveles IX y VIII Inferior, en principio sin ocupación y con ocupación de bajo impacto respectivamente, se otorgan rasgos similares a los del nivel VIII, en el cual sabemos, gracias a la identificación de los restos óseos de macrofauna y algunas evidencias de estabulación, que la cueva fue utilizada como redil de ganado a modo de paridera entre marzo y abril (Soler Díaz *et al.*, 2013).

Frente a estos datos, ya hemos expuesto que desde nuestra perspectiva la construcción de la cubeta rellena del nivel VIII Inferior y la posibilidad de que este modelo se hubiera reproducido en otros sectores de la cueva (recuérdese los lentejones oscuros en el nivel IX en los perfiles abiertos en los años 60 del siglo pasado), conlleva una alteración profunda desde el punto de vista sedimentario que revela una ocupación de mayor impacto, distinta a una mera estación de caza, aunque de difícil concreción. De hecho, estructuras similares con claro uso antrópico se documentaron en parecido contexto cronológico en Cova del Parco (Bergadà, 1991) y en la Cova de les Cendres (Bernabeu y Fumanal, 2009).

Pese a nuestras dudas, cabe aquí reconocer que la información arqueológica recuperada de la primera ocupación neolítica parece avalar su carácter puntual e irrelevante desde el

punto de vista paleoambiental, y que los datos disponibles apoyan la hipótesis de un incremento de la aridez. Así pues habría que interpretar el sedimento como asociado con unas condiciones ambientales de pronunciada aridez. Con todo, pensamos que la discusión sobre la posible influencia del ser humano en la génesis del sedimento queda abierta. Esta inconcreción interpretativa sirvió de base a las propuestas realizadas en el apartado 6.7.2.

Avanzando en nuestra discusión, un contacto gradual separa estas formaciones del nivel VII, un nuevo aporte exokárstico, aunque depositado en un ambiente de baja energía. Distintas estructuras de combustión e incluso hogares muestran una intensa ocupación del espacio a lo largo de esta extensa unidad sedimentaria, con una datación que pudiera ser asimilable a un Neolítico antiguo del Horizonte de las Cerámicas Impresas Cardiales. Destaca en este caso el inicio de la formación de una estalagmita, que indica unas condiciones ambientales algo más húmedas, que a su vez pudieran ser expresión de tasas de sedimentación relativamente bajas y baja recurrencia o bajo impacto en la ocupación humana. El periodo biostático que revela la formación de este depósito tendría su inicio en torno al 7,0 ka cal BP según el modelo cronológico, y en todo caso debió ser bastante prolongado, dada la potencia del nivel y el desarrollo de la estalagmita.

El modelo de ocupación según la microsedimentología muestra un incremento de los indicadores de estabulación (Soler Díaz, 2012). Se trataría de una ocupación con un modelo en transición entre la ocupación más o menos puntual y de hábitat, y un uso intensivo aunque estacional como redil en los niveles subsiguientes, que pudo influir en la intensidad de los procesos sedimentarios.

Este esquema paleoambiental es coincidente de nuevo con lo propuesto por Dra. María Pilar Fumanal, que sitúa el inicio del Óptimo Climático en torno al 6 ka BP y que alcanza hasta el 4,5 BP, ambos sin calibrar (Fumanal García, 1995). La dinámica sedimentaria se reduce a la formación de arroyadas difusas que transportan prioritariamente limos y arcillas. La instalación de las condiciones biostáticas permitieron la regeneración de la vegetación y de los suelos, así como la activación de los procesos constructivos kársticos. Dinámica predominante en fases de ocupación del Neolítico Medio en otras cuevas del territorio valenciano: es el caso de la Unidad C de Cova de l'Or y de los niveles VIIIa a IV de Cova de les Cendres (Fumanal García, 1995).

Con posterioridad a la deposición del nivel VII la dinámica sedimentaria estará controlada por la acción antrópica. La ausencia relativa de aportes sedimentarios detríticos se debería a las condiciones ambientales benignas y / o a un posible cierre de la boca de la cueva. Los rellenos están constituidos fundamentalmente por aportes antrópicos relacionados con la estabulación de ganado en la cueva, que el estudio microsedimentológico llevado a cabo por el investigador Carlos Verdasco confirma para los niveles del VI al I (Soler Díaz, 2012). Los elevados porcentajes de carbonatos estarían también en relación con la combustión incompleta de estos rellenos, básicamente vegetales (Cerdà, 1993). En el caso de la base del nivel VI, la ausencia relativa de estructuras *in situ* como las descritas por Brochier (1996), nos lleva a proponer un modelo de gestión en el que los sedimentos son removilizados después de su deposición y su posible combustión. Tal vez fueron concentrados en un área cerca de la entrada de la cavidad para facilitar una acción más efectiva y rápida del fuego y posteriormente distribuidos por la cueva, en particular hacia la parte interna, donde se dan las

mayores tasas de sedimentación. Un sector, en el que se observa una cierta concentración de estructuras de combustión *in situ*, posiblemente hogares asociados con espacios de hábitat humano.

En el caso del nivel V son igual de evidentes los procesos descritos en el estudio de cuevas utilizadas para la estabulación de ganado, con sucesión de capas que revelan los procesos de combustión *in situ* de lecho de estabulación, tales como, de arriba a base, pasadas de cenizas de tonos claros, pasadas de carbones de color negro u oscuro y pequeñas acumulaciones de sedimentos oscuros con tonos rojizos asociados a restos de madera no del todo quemados. Parece predominar un modelo de gestión en el que la quema de los lechos de ganados tuvo mayor intensidad (color rubefacto del sedimento) y se llevó a cabo sin movilizar los depósitos en su abandono estacional. Al tiempo, el cese del proceso de crecimiento de la estalagmita pudiera deberse tanto a un cambio en las condiciones ambientales, con un descenso en su velocidad de crecimiento, como a una intensificación de la ocupación, que haría que los sedimentos antropogénicos crecieran más rápidamente que la estructura (recuérdese la existencia de sedimentos cementados en esta zona en este nivel y en los siguientes). La ruptura de la estalagmita que sella el nivel estaría en relación con este incremento de la presión humana y los posibles cambios ambientales. La mayor presencia de microcarbones, esferolitos y pseudomorfo de oxalato en este nivel, que revela el estudio microsedimentológico (Carlos Verdasco en Soler Díaz, 2012), refuerza la hipótesis de la intensificación del uso ganadero. Con todo, no descartamos que las tasas de sedimentación pudieran haber sido similares en VI y V, pero que el relleno de la parte interna de la cavidad, producido durante la sedimentación del primer nivel, habría reducido de manera relativa las tasas de colmatación en el sector donde se halla la estalagmita.

Desde el punto de vista de la dinámica sedimentaria natural, el predominio de los procesos de decantación, determinante en los componentes naturales de los sedimentos VI y V (con dataciones que llegarían cerca del 6 ka cal BP), confirma que el sumidero ha dejado de funcionar como tal y el agua que penetran en la cavidad se estanca. Así mismo, la falta relativa de aportes exógenos en los niveles VI y V, puede ponerse en relación con un cambio en la posición de la cavidad y sus rellenos respecto a la cuenca sedimentaria o con un cierre de la boca para proteger el aprisco. Su colmatación o cierre impedirían la entrada de sedimentos externos, por lo que sus rasgos podrían no tener relación directa con las condiciones ambientales. A pesar de ello, en los niveles subsiguientes, aún en la secuencia antrográfica, parece identificarse cambios en la dinámica sedimentaria, lo que vendría a cuestionar esa falta de significación ambiental. En este caso podríamos pensar en cierto equilibrio y estabilidad en los suelos de vertiente.

En el nivel IV los usos antrópicos pudieran ser también intensos, como parece indicar el incremento significativo de fracción limosa, que asociamos a las actividades humanas (Capel, 1977) y que podría estar en relación incluso con la presencia significativa de fitolitos. El estudio microsedimentológico muestra un aumento relativo de los procesos de mineralización, frente a los procesos de combustión. Paralelamente se documenta la existencia de ciertos aportes sedimentarios exógenos, más claros en la base del nivel subsiguiente. Efectivamente, existen evidencias de limitados aportes detríticos, proporcionalmente significativos, en el nivel IV y en la base de III, con fechas en torno al

6 ka cal BP (Bond *et al.*, 2001; Mayewski *et al.*, 2004; Wanner *et al.*, 2011), coincidiendo con un incremento de taxones termófilos y una reducción muy significativa de la humedad, posiblemente zonal, según la antracología, que nos situaría en una fase climática más árida (Duque Espino y Grau Almero, 2007). Ese cambio es reconocido por Fumanal en Cendres IV, en el que se inician procesos sedimentarios que indican la instalación de un clima menos húmedo y de marcada estacionalidad, con una datación en torno al 5,3 ka BP sin calibrar, pero no así en el nivel VII de Tunel dels Sumidors, con la misma datación, en el que se revelan condiciones más húmedas (Fumanal García, 1995). Por otro lado, existe una muy marcada disconformidad entre nuestra interpretación del nivel IV con la de la palinología, ya que esta propone la presencia de encharcamientos que permitirían el desarrollo de helechos acuáticos. Los sedimentos gris verdosos descritos en la excavación pudieran abalar la existencia de unas condiciones de cierta hidromorfía, al menos puntuales, que pondrían en cuestión la interpretación.

El nivel III es fundamentalmente antropogénico, con elevada materia orgánica y rasgos que la emparenten con los niveles VI, V y IV, con procesos de decantación que desde el punto de vista ambiental serían anteriores a la generalización de las condiciones ambientales áridas a partir del 5 ka BP de manera ya definitiva (Fumanal García, 1995; Jalut *et al.*, 2009; Pérez-Obiol *et al.*, 2011, entre otros muchos trabajos). Con posterioridad, a partir del 5,35 ka cal BP, se documentan cambios en la gestión de la cavidad, con una remoción del nivel III en relación con su utilización como espacio funerario, y una menor intensidad en su uso posterior como corral.

Los niveles II y I se depositan a partir del Bronce Final, confirmando la existencia de un hiato sedimentario. Fase de no sedimentación en la cueva que coincidiría con las fases más áridas del Holoceno superior. Los elevados porcentajes de materia orgánica y rasgos sedimentarios aparentemente naturales, parecen asociarse a fases ambientalmente más húmedas: En coincidencia con algunos modelos regionales que sitúan condiciones húmedas desde el 2,8 ka cal BP hasta época ibérica o incluso hasta el cambio de Era (Peña Monné *et al.*, 2005; Sancho *et al.*, 2008; Martín-Puertas *et al.*, 2009). Una recuperación de las condiciones de humedad que alcanzaría su máximo en el nivel II según la palinología, con la mayor extensión de la cubierta arbórea con *Quercus* (Soler Díaz *et al.*, 2009), coincidiendo con un descenso del impacto pecuario (recuérdese el carácter *moderadamente* antrópico de los sedimentos de los niveles II y I). Los desprendimientos cenitales del nivel II pudieran corresponderse con un evento sísmico, como el citado por Cavanilles en la Vall de la Gallinera en 1644 (Cavanilles, 1795).

6.6.2. Síntesis paleoambiental

Los niveles XIII y XII se asocian a una fase fría con aridez estacional y un progresivo atemperamiento e incremento de la humedad, que se iniciaría en torno al 13 ka cal BP, coincidiendo con el *Younger Dryas*, la última fase decididamente fría anterior al Holoceno.

Los niveles XI y X se corresponden con una fase Preboreal con un clima más húmedo que el actual y eventos o periodos con activa morfogénesis, posiblemente asociada con una mayor aridez. Los rasgos ambientales de este periodo pudieran ser próximos con los

dos modelos propuestos en el capítulo 5 para el inicio del Holoceno (ver apartado 5.2.3).

El nivel IX parece sería coherente con este modelo, sería el resultado de una fase puntual en la que predomina la aridez. Tal vez en el 8,2 ka cal BP.

Tras un hiato que se interpreta como fase húmeda, la deposición del nivel VIII ha sido puesta en relación con un periodo en el que predomina la morfogénesis, coincidiendo con un nuevo evento árido, en el 7,5 ka cal BP, aunque es posible un impacto de las actividades humanas a escala local. Esta influencia es más segura en el nivel VII, a partir del 7,0 ka cal BP, ya que en un contexto climático ya decididamente húmedo se produce un proceso de sedimentación dentro de la cavidad en relación, pensamos, con su uso pecuario.

En coincidencia de nuevo con el modelo presentado en el capítulo 5, en Cova d'En Pardo, los escasos rasgos naturales de los niveles subsiguientes, niveles del VI al III, señalan hacia la existencia de unas condiciones húmedas desde el 7,5/7,0 ka cal BP, que se extenderían hasta el 5,0 ka cal BP. Un modelo que propone una fase húmeda intraholocena.

En el nivel IV y IIIb parece insinuarse unas puntuales condiciones de mayor morfogénesis que pudiera estar en relación con el evento 5,9 ka cal BP. El nivel III se habría formado previamente a su uso como espacio funerario, en condiciones de elevada humedad, hasta el 5,35 ka cal BP.

Sigue un amplio hiato de difícil interpretación que coincide con el uso de la cavidad como necrópolis y la subsiguiente sedimentación de los niveles II y I, que revelarían condiciones más húmedas, tal vez en relación con la fase húmeda documentada entre el 2,8 ka cal BP y el cambio de Era.

EDAD BP	CONDICIONES AMBIENTALES GLOBALES (1)	CUEVAS HABITADAS (2)	NIVELES EN PARDO	RASGOS AMBIENTALES DE COVA D'EN PARDO		
1000	ANTROPIZACIÓN - PEH	PROCESOS DENUDATIVOS, EN PARTE DE ORIGEN ANTRÓPICO	PARDO II y I	MENOR PRESIÓN HUMANA - RECUPERACIÓN DE LOS PROCESOS NATURALES		
	ARIDEZ (a)					
2000	FASES HÚMEDAS CON EVENTOS ÁRIDOS INTERCALADOS		EDAFOGÉNESIS Y ACTIVACIÓN FLUJOS KÁRSTICOS		HIATO	¿? / ENTERRAMIENTOS
4000	ESTACIONALIDAD ARIDIFICACIÓN ANTROPIZACIÓN		EDAFOGÉNESIS Y ACTIVACIÓN FLUJOS KÁRSTICOS		PARDO III	HUMEDAD - CORRAL
6000	ARIDEZ (a)		EDAFOGÉNESIS Y ACTIVACIÓN FLUJOS KÁRSTICOS		PARDO IIIb	MENOR HUMEDAD? -LIGERA MORFOGÉNESIS - CORRAL
					PARDO IV	
7000	HÚMEDO		EDAFOGÉNESIS Y ACTIVACIÓN FLUJOS KÁRSTICOS		PARDO V	HUMEDAD - CORRAL MÁS INTENSO
					PARDO VI	
8000	ARIDEZ (b)	DENUDACIÓN DE LADERAS Y ARROYADAS	PARDO VII	HUMEDAD - CORRAL - FLUJOS KÁRSTICOS		
	ATEMPERADO		PARDO VIII			
9000	HÚMEDO Y ATEMPERADO	DENUDACIÓN DE LADERAS Y ARROYADAS	PARDO VIII INF	ESTALAGMÍTICAS Y MORFOGÉNESIS		
			HIATO			
10000	ARIDEZ (a)	EDAFOGÉNESIS	PARDO VIII	MORFOGÉNESIS INTENSA		
	ATEMPERADO		PARDO IX			
11500	ARIDEZ (a)	EDAFOGÉNESIS	PARDO IX	MORFOGÉNESIS INCENDIOS FORESTALES?		
			ATEMPERADO		HIATO	
13000	ARIDEZ Y FRÍO	MEDITERRÁNEO	PARDO X	FORMACIÓN DE SUELOS EN LADERA - EROSIÓN EN CUEVA - ESPELEOTEMAS ESTALAGMITAS		
			PARDO XI			
13000	ARIDEZ Y FRÍO	MEDITERRÁNEO	PARDO XII	MORFOGÉNESIS MODERADA		
			PARDO XIII			
13000	ARIDEZ Y FRÍO	MEDITERRÁNEO	PARDO XII	CLIMA MODERADAMENTE BENIGNO		
			PARDO XIII			
13000	ARIDEZ Y FRÍO	MEDITERRÁNEO	PARDO XIII	MORFOGÉNESIS		
			PARDO XIII			

Tabla 6.4. (1) A partir de la bibliografía citada en este trabajo; PEH, Pequeña Edad del Hielo; a) se refiere a los eventos áridos descritos por Bond *et al.* (1993); b) a partir de las propuestas más recientes, tales como Pérez Sáez *et al.*, (2013) y Pèlachs *et al.* (2011) entre otros; (2) A partir de Fumanal García (1995).

6.7. IMPLICACIONES ARQUEOLÓGICAS DEL ESTUDIO

6.7.1. Hiato entre el Mesolítico y el Neolítico inicial

En la introducción al contexto cultural vimos que las fechas calibradas de algunos de los yacimientos más relevantes del Epipaleolítico / Mesolítico en el área objeto de estudio permiten visualizar el desarrollo temporal de las comunidades humanas en este periodo (Aura Tortosa *et al.*, 2006). Existe una ocupación discontinua de este territorio en el periodo que va entre el 11,8 y el 7,9 ka cal BP. Estos hiatos, que pueden ser interpretados como ausencias de ocupación (vacío demográfico) o falta de preservación de las secuencias, se producen en varias fases (Martí Oliver *et al.*, 2009; Jover Maestre y García Atienzar, 2014), coincidiendo la última y final, al menos en algunos casos, con la conocida pulsación fría / árida del 8,2 ka cal BP (Cacho *et al.*, 2001), que daría paso en otros territorios valencianos próximos al Mesolítico geométrico Fase B (Martí Oliver *et al.*, 2009; Juan-Cabanilles y García-Puchol, 2013), pero no aquí, donde no vuelve a documentarse la presencia humana hasta el Neolítico.

La ausencia de evidencias de ocupación mesolítica tardía en las comarcas montañosas del norte territorio estudiado, las zona llamada de *montañas* y *valles*, y su significación, en particular en su última fase, son cuestiones muy relevantes en los modelos interpretativos que analizan la introducción de la cultura neolítica en el territorio valenciano y en el peninsular en general. Los modelos vigentes más aceptados proponen por un lado que los grupos humanos mesolíticos son reducidos y que ocupan de manera discontinua el territorio, dando lugar a extensos periodos de no ocupación (Martí Oliver *et al.*, 2009) y por otro que los primeros grupos neolíticos se introdujeron en áreas no habitadas (Fernández López de Pablo y Gómez Puche, 2009).

Otros autores, al defender un origen mesolítico para el Arte Rupestre Levantino, muy extendido en el territorio objeto de estudio, presuponen la existencia de comunidades cazadoras-recolectoras coincidiendo con los primeras comunidades neolíticas (Villaverde Bonilla *et al.*, 2006, 197). La ausencia de registro arqueológico se debería a su no preservación en el contexto de un periodo de activa morfogénesis.

En este estado de la cuestión científica es muy relevante poder determinar si la falta de restos arqueológicos en nuestro yacimiento es el resultado de la no ocupación del territorio o de la perdida de registros sedimentarios como consecuencia de procesos postdeposicionales.

En el yacimiento de la Cova d'En Pardo las evidencias de ocupación durante el horizonte microlaminar en los niveles inmediatamente por debajo del nivel IX se corresponderían con una o varias de sus fases, en una horquilla cronológica que pudiera llegar hasta el 10 ka cal BP. Las siguientes fases de ocupación, ya en contexto neolítico y en relación con los niveles estratigráficos VIII Inferior y VIII, se produjeron en torno al 7,6-7,5 ka cal BP. Entre ambos periodos se produjo la sedimentación del nivel IX, que hemos asociado tentativamente al final del Holoceno inferior, y que sería en parte contemporánea con las fases culturales mesolíticas recientes del territorio mediterráneo peninsular. Recordamos que el contacto neto entre este nivel y el subsiguiente nivel VIII responde a una dinámica erosiva de bajo rango asociada a la deposición de este último, y que antes se habría producido una fase de no sedimentación, un periodo de moderada humedad ambiental,

que permitió que las primeras ocupaciones neolíticas se produjeran directamente sobre el nivel IX. No parece pues razonable presuponer una pérdida relevante de registro sedimentario.

Con este marco cronoestratigráfico podemos afirmar que en Cova d'En Pardo la ausencia de niveles mesolíticos recientes se debe claramente a su inexistencia en la cueva y no a la pérdida de la secuencia sedimentaria. La secuencia sedimentaria de Cova d'En Pardo avala el modelo que propone la existencia de un vacío demográfico previo a la llegada de las primeras comunidades neolíticas.

6.7.2. Un posible contexto arqueológico aparente

La discusión sobre los contextos arqueológicos aparentes viene de lejos, particularmente en el marco del debate sobre el proceso de neolitización (Fortea y Martí, 1985; Zilhão, 1993; Bernabé *et al.*, 1999). El análisis de la dispersión de los restos cerámicos, en horizontal y vertical, o de las incongruencias cronoestratigráficas derivadas de las dataciones absolutas, han venido a demostrar que en los niveles arqueológicos en cueva casi siempre existe cierta proporción de materiales procedentes de niveles infrayacentes o suprayacentes (Aura Tortosa *et al.*, 2006). Las condiciones de sedimentación y los procesos postdeposicionales son factores de alteración estratigráfica que no siempre han sido percibidos o tenidos en cuenta por los investigadores en su yacimiento, y que pueden dar lugar a errores interpretativos.

En el caso de la Cova d'En Pardo las dataciones absolutas anómalas indican bajos rangos de error, si descartamos posibles problemas estratigráficos (ver más arriba). A una conclusión similar llegamos al analizar la distribución de ciertos materiales cerámicos a lo largo del perfil, valgan como ejemplo estos dos casos: De los ochenta y dos fragmentos que con seguridad pertenecen a vasos procedentes del nivel VIII, el 85% aparecen en el propio nivel, el 12% en el VII y sólo el 2,5% en VI y V. Lo mismo ocurre con la cerámica del nivel VII, de la que sólo aparecen 2 fragmentos en el nivel VIII (Soler Díaz *et al.*, 2011).

Ahora bien, existe un caso particularmente relevante en las relaciones entre los restos arqueológicos pertenecientes a los niveles VIII inferior y VIII que merece una especial atención: El posible significado paleoambiental del excepcional nivel VIII, una importante y singular colada de cantos de ladera, así como la singular proximidad de las dataciones de los niveles VIII Inferior y VIII, nos llevó a prestar particular cuidado a la secuencia cronoestratigráfica en la que se ubica, y a fijarnos en la génesis del depósito y en el proceso de sedimentación que le dio origen. Ya se ha presentado la discusión al respecto.

Los cantos empastados en arcilla penetraron en la cavidad desde las laderas en forma de una rápida colada. Es posible proponer que este proceso debió provocar la alteración de niveles previos, como por ejemplo su desmantelamiento parcial y el desplazamiento de parte de sus elementos hacia el interior de la cueva y dentro del flujo. Para confirmar este efecto nos hemos apoyado en el estudio de la distribución espacial de los fragmentos cerámicos de estos niveles. Resultó en este sentido providencial el análisis realizado por Soler Díaz *et al.* (2011) en torno a la distribución de la cerámica en los niveles VIII inferior y VIII. En concreto nos interesa destacar el caso de los fragmentos

procedentes del vaso 7, de cerámica cardial impresa, procedente con toda seguridad del hogar del nivel VIII inferior. Como cabría esperar en el modelo erosivo propuesto, la mayor parte de sus fragmentos se hallan no en su nivel sino en el superior. Así, de los catorce recuperados de esta pieza, diez fueron documentados integrados en el nivel VIII suprayacente. En la figura 6.54 podemos ver su distribución, que muestra el predominio de desplazados hacia el interior de la cavidad, por efecto, pensamos, del arrastre de la colada.

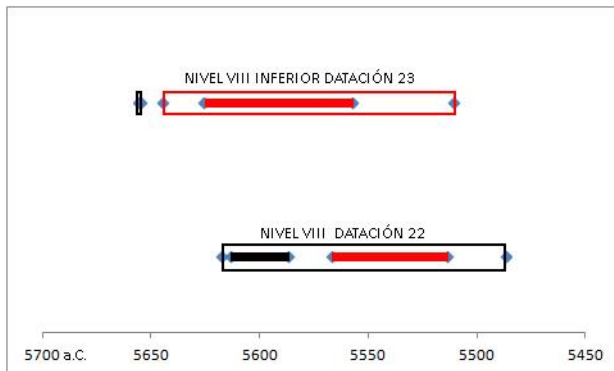


Tabla 6.5. Comparación de las dataciones radiocarbónicas de los niveles VIII Inferior y VIII en cuestión. En cuadro las probabilidades al 68%, expresadas con ejes las probabilidades al 95%. En rojo las probabilidades más elevadas.

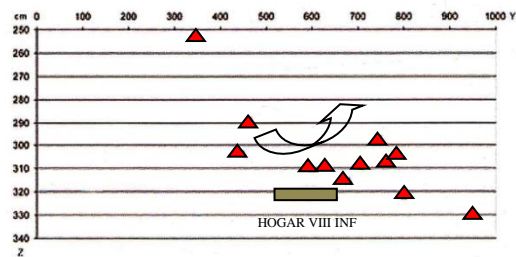
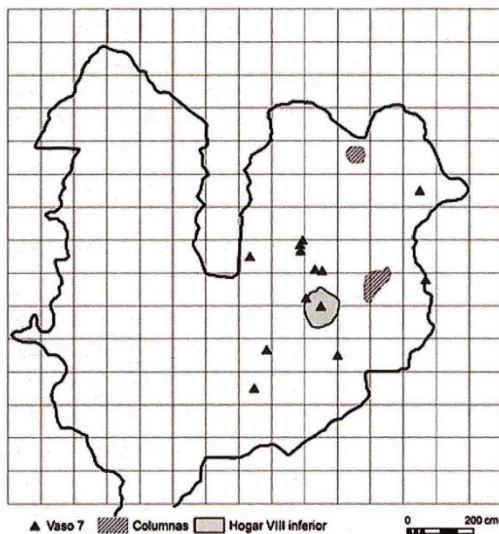


Fig. 6.54. Distribución de los fragmentos del vaso 7 del nivel VIII Inferior en el perfil (Soler Díaz *et al.*, 2011).

Creemos que este hecho es relevante en cuanto a la adscripción cronológica de la fase de ocupación del nivel VIII y en cuanto a la significación de la fase de ocupación del nivel VIII inferior, ya que es clave para la determinación de la procedencia del cúbito de oviscaprino que sirvió para datar el nivel VIII. El informe final de la campaña de 2006 en la que se documentó el citado resto óseo, indica literalmente que “*se inicia la excavación de este subsector a un nivel en el que a 10 cm por debajo de esa cota aparece la estructura de combustión del nivel inferior*”. Efectivamente fue recuperado a z -321 cm, muy cerca de la cota del hogar (2006-VIII-Inf 1), siendo la cota más baja alcanzada por el

nivel VIII en el sector 64A, donde se halló este hueso, de -324 cm. Además y por otro lado, fragmentos del vaso 7, como ya dijimos, incuestionablemente asociados al hogar, aparecieron en cotas similares o superiores; es el caso del fragmento 2006 53D-14, que aparece en z -310 cm o del fragmento 2006 54D-3 que aparece a z -308 cm.

Una nueva propuesta

Lo hasta ahora expuesto nos debe llevar a proponer que el resto óseo objeto de datación radiocarbónica del nivel VIII pudiera proceder del nivel VIII Inferior como los restos cerámicos del vaso 7. Por tanto, la datación obtenida debería ser considerada como correspondiente a la fase de ocupación inicial, nivel VIII Inferior, y no a la fase del nivel VIII. Ello amplía el periodo temporal en el que pudo tener lugar la activación de los procesos morfogenéticos, y cambia sutilmente su marco cronológico. Del mismo modo, nos lleva a proponer una revisión de la interpretación arqueológica del nivel VIII Inferior, ya que el resto de ovicaprino estaría vinculado a la primera fase de neolítica, quedando pues en cuestión la posible ocupación puntual vinculada exclusivamente con actividades cinegéticas.

Al respecto de esto último, existen algunas evidencias que nos permiten reabrir el debate sobre las construcciones teóricas propuestas en torno al modelo vigente (ver más arriba). En particular, la cubeta en el nivel VIII inferior rellena de material termoalterado es para nosotros sin duda de una estructura arqueológica, lo que revelaría un uso de la cavidad mucho más intenso del hasta ahora propuesto en las fases neolíticas iniciales.

La afección de la colada a los restos arqueológicos vinculados con el hogar 2006-VIII-Inf 1, parece indicar que este evento sedimentario se produjo inmediatamente después de esta fase ocupación, lo que reforzaría la relación propuesta entre la presencia humana y la activación de los procesos morfogenéticos. La nueva llegada de grupos humanos neolíticos y su instalación sobre el nivel VIII se habría producido con posterioridad, separada por un lapso de tiempo indeterminado, pero sin duda mayor que el hasta ahora propuesto. Tal vez incluso con fechas del 5000 a.C. (datación número 21). Estos pastores habría alterado la geometría del depósito original, pasando a ser horizontal a la base y con distribución homogénea en la cavidad (Fig. 6.55).

6.7.3. El nivel VII como posible evidencia de la presión humana sobre el medio

Durante la formación de este nivel detrítico a lo largo de 400 años pudieron alcanzarse tasas de sedimentación muy altas. Ello parece contrastar con la formación de la estalagmita, que indicaría una ocupación humana de baja recurrencia y condiciones ambientales húmedas. Es posible en este caso que la movilización de estos sedimentos se deba a la presión sobre suelos y cubierta vegetal que conllevan las actividades pecuarias estacionales en el entorno inmediato de la cavidad. Sería pues prueba de un primer impacto humano sobre el sistema sedimentario.



Fig. 6.55. Diversas imágenes de la Cova d'En Pardo en las que se identifica el característico nivel VIII en todas las áreas excavadas y sobre el nivel VIII Inferior.

6.7.4. Las evidencias de estabulación en Cova d'En Pardo

La estabulación se ha constatado desde el punto de vista estratigráfico y ha sido confirmada por las investigaciones microsedimentológicas en los niveles del VI al III (Soler Díaz, 2012). Los rasgos característicos de estos niveles son coincidentes con los propuestos en otros yacimientos (Brochier, 1996; Badal, 1999; Verdasco Cebrián, 2001; Bernabeu y Fumanal, 2009). Se trata, como se ha señalado repetidamente, de sedimentos heterogéneos cenicientos, con coloraciones diversas en función de la mayor o menor presencia de cenizas, carbones y sedimentos rubefactos, que aparecen con frecuencia en forma de pasadas horizontales o lentejones.

Son formaciones sedimentarias resultado de la estabulación estacional de animales y del uso intencionado del fuego como medio de saneamiento de la cueva - redil. En gran parte son restos vegetales quemados que formarían los lechos, el alimento de ovejas y cabras, y sus detritus. En este caso, según el estudio antracológico (Duque Espino y Grau Almero, 2007), se trata fundamentalmente de diversos tipos de *Quercus* y de *Fraxinus*, con proporción variable de *Arbutus unedo* o *Prunus*, frente a lo observado en los yacimientos próximos de les Coves de Santa Maira, Cova de Bolumini de Beniarbeig y Cova de les Cendres, en las que predomina el *Olea europaea sylvestris* (Badal, 1999). La presencia de fresno ha sido interpretada como posible alimento en el Abric de la Falguera y se vincula con uso estacional de la cavidad en primavera / verano (Carrión Marco *et al.*, 2006). Esta evidencia, unida a la presencia destacada de neonatos, refuerza la hipótesis de un modelo de uso estacional y recurrente, deducido a partir de la estratigrafía, capaz de generar grandes potencias sedimentarias. Una actividad integrada en los ciclos y dinámica de las actividades agrícolas en la que los animales permanecerían en invierno en las zonas de hábitat, junto a los cultivos.

A estas alturas de la investigación parece fácil determinar la presencia de niveles de estabulación en una cavidad, ahora bien, establecer cuáles son los rasgos que singularizan

a cada una de estas unidades sedimentarias y su significación arqueológica parece una tarea compleja de gran relevancia. Nosotros nos limitaremos a señalar algunos rasgos derivados de nuestro estudio que consideramos de interés.

En la base del nivel VI hemos documentado pasadas laminares de gran extensión, incluyendo sedimentos detríticos, que revelarían una posible acumulación de los lechos para su quema y su posterior redistribución hacia el fondo de la cavidad. A techo, en cambio, se documentan lentejones con la secuencia típica de laminaciones de restos vegetales de forrajeo y lechos de estabulación, que indicaría su quema *in situ*, tal vez coincidiendo con el abandono estacional de la cueva. De igual modo, se han documentado en el sector interno manchas bien definidas de carbones y cenizas, así como fracciones gruesas asociadas o no a estos fuegos. ¿Significarían estas variaciones cambios en la gestión del espacio? Resulta muy complejo proponer usos diferentes en la base del nivel frente a su techo, o en la parte interna de la cueva, frente al resto. En particular en este último caso, la gran potencia sedimentaria que alcanza el nivel explicaría la preservación de estructuras que el uso sucesivo y la remoción de sedimentos en el resto de la cavidad habría hecho desaparecer. El espacio deprimido del sector interno se habrían ido rellenando con sucesivos aportes derivados de las remociones de los depósitos de estabulación del resto de la cavidad, quemados cerca de la boca de la cueva en las primeras fases de ocupación del nivel VI.

En el nivel V se observa de nuevo la repetición de las formaciones lenticulares, manchas de carbones y cenizas que observamos en el techo del nivel VI. En este caso, un color sutilmente distinto, dentro de la gran variedad de tonalidades documentadas, parece indicar la existencia de fuegos de saneamiento más frecuentes. De igual modo las evidencias señalan hacia un uso como redil más intensivo de la cavidad en este periodo.

El nivel IV es preferentemente masivo con remoción profunda y con rasgos que parecen indicar un mayor aporte sedimentario detrítico y un intenso uso pecuario con un modelo de gestión de los residuos sutilmente distinto, en el que parece predominar la mineralización frente a la combustión. Tal vez sus características, como las del nivel III, estarían condicionadas por un posterior uso funerario (ver más abajo).

Los rasgos geomorfológicos que caracterizan el entorno de la Cova d'En Pardo son óptimos para el uso pecuario. El estudio sistemático del entorno de las cuevas redil alicantinas (García Atiénzar, 2006) muestra que se trata de cavidades en laderas de solana, con extensas superficies llanas, que favorecen el desarrollo de formaciones de herbáceas, necesarias para la alimentación de las ovejas (Badal, 1999). Se hallan a media altura de los relieves, cerca de zonas de paso, dominando los llanos y valles próximos, rasgos que reúne en su totalidad Cova d'En Pardo.

6.7.5. El nivel III y las inhumaciones múltiples

Durante el Neolítico final / Calcolítico, el uso de cavidades y grietas como lugares de enterramiento colectivo se extiende en nuestro territorio. Las dataciones obtenidas para este fenómeno van desde los siglos finales del IV milenio hasta la segunda mitad del III milenio cal a.C., y proceden de Cova de la Pastora (McClure *et al.*, 2010; Soler Díaz y Roca de Togores, 2010) y la propia Cova d'En Pardo (Soler Díaz y Roca de Togores, 2012). Este tipo de enterramientos se asocia a prácticas rituales vinculadas con los linajes,

la pertenencia a grupos sociales y familiares y a la propiedad sobre el territorio. Coinciden, al menos para l'Alcoià / el Comtat, con un incremento de los núcleos habitados con abundantes estructuras de almacenamiento, tipo silos, y un incremento de la ocupación agropecuaria del territorio, y la posible existencia de desigualdades entre grupos humanos y en el seno de los mismos en el contexto de una fase de incremento demográfico y de la producción (García Puchol *et al.*, 2010).

Es en este marco en el que se documentan restos de inhumaciones múltiples que han llevado a su interpretación como un espacio funerario en el contexto del nivel III de la Cova d'En Pardo. Al respecto nos interesa destacar dos aspectos: por un lado los rasgos sedimentológicos y texturales del nivel, en particular el origen de los abundantes carbones documentados, y por otro la localización geográfica del yacimiento y su significación.

En el caso particular del nivel estratigráfico III de Cova d'En Pardo se han descrito unos rasgos sedimentológicos singulares, con abundantes evidencias de combustión muy removidas, así como la presencia de laminaciones indicadoras de estabulación, particularmente a base del nivel. Ello es relevante en tanto en cuanto que desde la arqueología se ha vinculado la presencia de los carbones de este nivel al uso del fuego en los procesos funerarios (Soler Díaz *et al.*, 2010), en relación con la escasez de especies vegetales documentadas en el estudio antracológico de este nivel, según el análisis de la Dra. Elena Grau publicado en Soler *et al.* (1999)¹³, y la identificación de algunos restos humanos afectados por combustión que confirmarían la existencia de fuegos contemporáneos al uso funerario. Ahora bien, existen datos que permiten matizar esta afirmación, ya que por un lado, estudios como

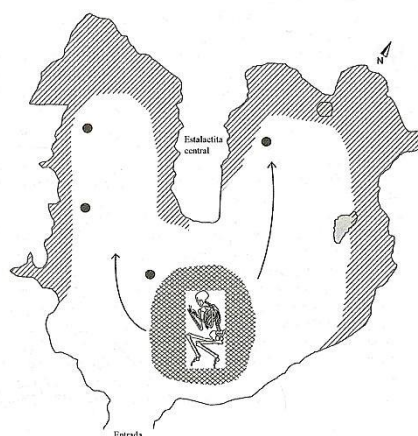


Fig. 6.56. Espacialidad de la funebria calcolítica en la Cova d'En Pardo. La localización de los cráneos que han aparecido aislados indica una distribución intencional. Figura publicada por Roca de Togores y Soler (2012).

el llevado a cabo en el Avenc dels dos Forats de Carcaixent (García Puchol *et al.*, 2010) demuestran que el número de taxones utilizados en estos contextos suele ser mayor, del orden, por ejemplo, de una decena de especies en una única estructura de combustión asociada a un enterramiento, lo que nos lleva a poner en cuestión la hipótesis que vincula la escasez de taxones con su origen en ritos funerarios. Por otro lado, el número total de huesos termoalterados sería muy bajo (un total de 20), por lo que estos posibles fuegos, rituales o no, que afectan a restos humanos (Pascual Benito, 2002) no tendrían por qué ser muy frecuentes (Soler Díaz y Roca de Togores, 2012).

En el caso de Cova d'En Pardo proponemos la existencia de un sustrato previo, asociado a prácticas pecuarias, que se extendería hasta las primeras centurias del IV milenio a.C. (dataciones números 6 y 7 sobre carbones), y sería anterior a su transformación en un

¹³ Sólo se identificaron cuatro taxones: *Quercus ilex-coccifera*, *Pistacia lentiscus*, *Pinus halepensis* y *leguminosae* sp.

recinto funerario a partir de las centurias finales del IV milenio a.C. Por ello los restos vegetales quemados no sólo estarían en relación con los ritos de inhumación, sino que procederían, en su mayoría, de prácticas ganaderas previas. La intensa y peculiar mezcla de los sedimentos que constituyen este nivel, que nos llevó a pensar en el inicio de las excavaciones en flujos de tipo colada (Soler Díaz *et al.*, 1999), podrían ser el resultado de la continua remoción que los ritos de inhumación habrían conllevado, ya que aunque se ha propuesto que estos no incluyen el enterramiento de los restos, en esta cueva parecen existir diversas evidencias de inhumación además del simple depósito de los restos (Soler Díaz y Roca de Togores, 2012). No pretendemos con ello negar la existencia de fuegos asociados o en relación con el uso funerario de la cavidad. La excavación de otras cavidades de enterramiento ha mostrado la presencia de carbones dispersos, aunque aislados y en menor frecuencia, en estratos de muy marcados rasgos sedimentarios naturales, que no han tenido otros usos. Es el caso de la Cova del Cantal (López Seguí *et al.*, 1990: 91), del Avenc dels dos Forats de Carcaixent (García Puchol *et al.*, 2010) y Cova del Barranc del Migdia (Ferrer García, inédito).

Finalmente, respecto al marco geográfico, el carácter sagrado de la Cova d'En Pardo (Fig. 6.56) y de otras cavidades de inhumación, hace que se ubiquen en un lugar privilegiado en el paisaje. Ocupan espacios bien visibles, como en el caso de la Cova del Migdia en Xàbia o la Cova de la Barcella en Torre Maçanes, o lugares de tránsito o frontera, como en el caso de la Cova del Cantal de Biar, en el collado que da paso al Port de Biar, hacia Ibi, y el de la misma Cova de la Pastora, que se sitúa en el corredor que comunica la Vall de Penàguila y Alcoi con la Vall de la Canal de Xixona (la Sarga).

Las relaciones espaciales de estos recintos revelan los estrechos vínculos geográficos de los enterramientos con el territorio y su importancia para estos grupos humanos. Debieron funcionar como demarcadores territoriales, en relación con su funcionalidad espacio-simbólica, de apropiación del territorio por parte de las comunidades humanas.

La Cova d'En Pardo se ajusta plenamente a este modelo, ya que como pudimos ver en la geomorfología, se ubica en las proximidades de un suave collado, divisoria de aguas entre la Gallinera y Planes, a lo que habría que añadir la proximidad del poblado de la Parà de Patró (Vall de la Gallinera), del Neolítico final (Molina Hernández, 2012). Todo ello, unido a posibles cambios en la estructura productiva (García Atiénzar, 2006), podría explicar el cambio de uso de corral a recinto funerario, ya que en este caso los rasgos fisiográficos del entorno del yacimiento son óptimos para ambos usos.

Sorprendentemente, son muy escasos los casos de enterramientos en yacimientos en los que se dio previamente la estabulación, tal vez como resultado de que ambos usos exigen condiciones geográficas y ambientales que con poca frecuencia coinciden en una misma cavidad, o simplemente como resultado de un limitado *corpus* de investigaciones en estas cavidades. Cabe citar el caso de Cova Randero de Pedreguer, actualmente en estudio, y algunos ejemplos no bien conocidos desde el punto de vista estratigráfico: es el caso de unos restos humanos asociados a enterramientos calcolíticos en Cova de l'Or, en la que se han descrito actividades pecuarias (Badal, 2002) y de un pequeño conjunto de restos la Cova de les Bruixes de Rossell, aunque con dataciones de la Edad del Bronce (Mesado *et al.*, 1997).

7. BENÀMER (MURO D'ALCOI)

7.1. INTRODUCCIÓN

El yacimiento arqueológico de Benàmer de Muro d'Alcoi se halla situado a entre 353 y 351 m de altitud sobre una terraza fluvial en la confluencia del río de Alcoi o Serpis con el río de Agres en los denominados Valls d'Alcoi, en el interior de las comarcas centromeridionales valencianas que hemos descrito en esta tesis como *montañas y valles* del norte del área estudiada (Fig. 7.1). Incluye un extenso conjunto de estructuras de diversas fases culturales, desde el Mesolítico reciente Fase A (8,75 - 7,95 ka cal BP) hasta época ibérica (2,35 - 2,15 ka BP), pasando por el Neolítico Antiguo (7,45 - 7,15 y 6,55 - 6,25 ka cal BP) y el Neolítico Medio (6,25 - 5,75 ka cal BP) (Fig. 7.1 y 7.2).

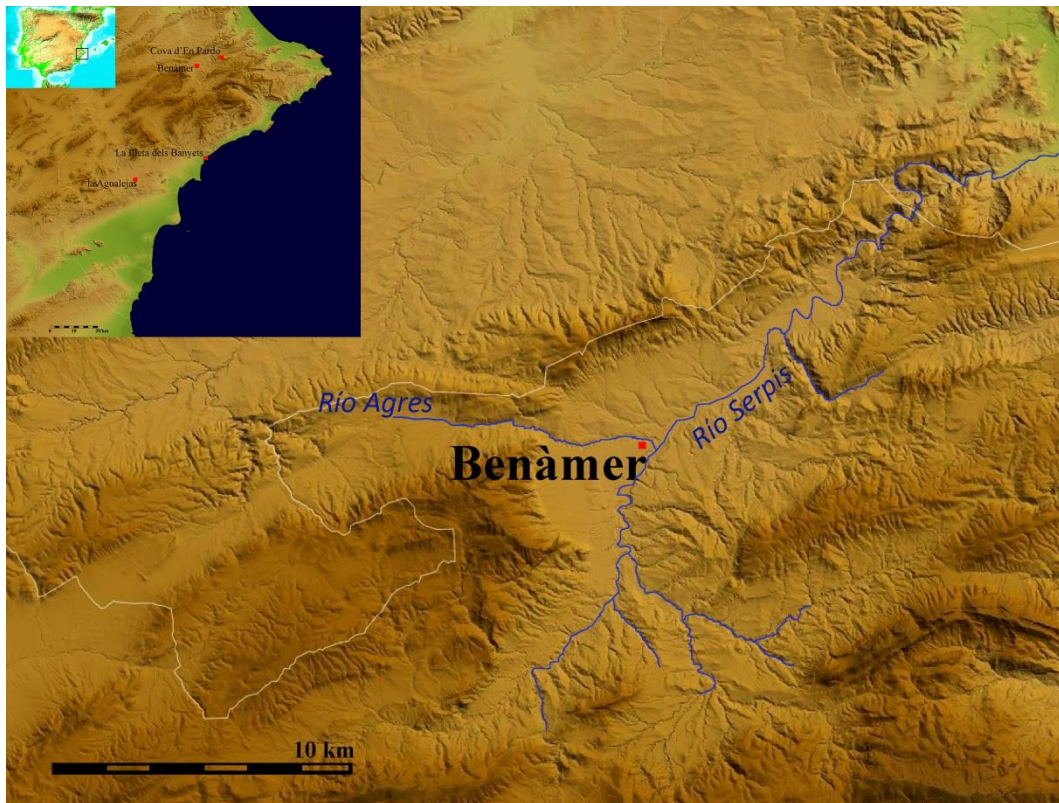


Fig. 7.1. Localización de Benàmer en un interfluvio entre el río Alcoi o Serpis y el Agres. Base cartográfica: Institut Cartogràfic Valencià.

Su excavación arqueológica, una intervención de urgencia desarrollada entre 2007 y 2009, fue una medida correctora propuesta en la declaración de impacto ambiental llevada a cabo para la construcción de la “Autovía Central” a su paso por la comarca del Comtat. Esta declaración estableció un área de excavación delimitada por la aparición de restos arqueológicos en una serie de sondeos previos. Ello determinó la futura excavación, y llevó a que la investigación arqueológica fuera necesariamente parcial, limitada a espacios muy concretos, dejando fuera sectores que en el proceso de excavación demostraron ser de gran interés.

En el proceso de excavación se distinguieron dos sectores (Fig. 7.3 y 7.4). El Sector 1 ocupa el norte de la zona de intervención y presenta una forma poligonal irregular de unos 1968 m², entre las coordenadas indicadas en la Tabla 7.1. El Sector 2 está dividido en 4 áreas que se determinaron tras la ampliación de los sondeos positivos previos. El Área 1 es cuadrangular y ocupa 325 m² al suroeste del sector. En él se documentaron escasos restos arqueológicos y barras de cantos y bloques que forman parte de los niveles superiores de la terraza. El Área 2, de forma poligonal irregular, presenta una superficie de unos 202 m², al norte del Área 1. El Área 3 se localiza al este de la anterior y inicialmente tenía una geometría ortogonal de 214 m². Junto a ella se abrió el Área 4, de unos 372 m², que presenta una forma irregular encajada entre dos zonas de explotación de áridos. Estas dos últimas acabaron uniéndose con una ampliación posterior denominada Área 3/4 (Fig. 7.2, 7.3 y 7.4). Los trabajos de excavación permitieron documentar un amplio número de unidades estratigráficas que llevaron a los arqueólogos a reconocer un conjunto de hasta siete fases de ocupación en Benàmer (Tabla 7.2) (Torregrosa Giménez y Jover Maestre, 2011). La ocupación más antigua, en forma de encachados, corresponde a grupos cazadores y recolectores del Mesolítico geométrico (Benàmer I) y se localiza exclusivamente en el Área 4 del Sector 2 (Fig. 7.4). En el Sector 1 se documenta la ocupación del Neolítico antiguo cardial o IA (Benàmer II), caracterizada por la presencia de encachados de piedra, posiblemente estructuras de combustión más o menos circulares. En el Área 2 del Sector 2 y la base del Área 3 y 3/4 se encontró un conjunto de materiales cardiales junto a fragmentos de cerámica peinada que permiten diferenciar la fase Benàmer III del Neolítico IC, próxima cronológicamente a la fase siguiente, que se superpone a Benàmer I en el Área 4 y Benàmer III en el Área 3 del Sector 2. Se trata de Benàmer IV, una fase de ocupación con estructuras de almacenamiento (silos) del Neolítico IC/IIA. Benàmer V se identifica con un conjunto de estructuras arrasadas del Ibérico Pleno que documentamos a techo del Sector 1. Por último, toda la zona fue utilizada como campo de cultivo durante la Edad Media (a partir del siglo XI-XII), desde la creación de la alquería de Benàmer. La apertura de una cantera de extracción de áridos en el siglo XX ocasionó la alteración y la destrucción de una buena parte del registro arqueológico.



Fig. 7.2. Vista de las excavaciones en el Área 2 desde el norte del yacimiento.

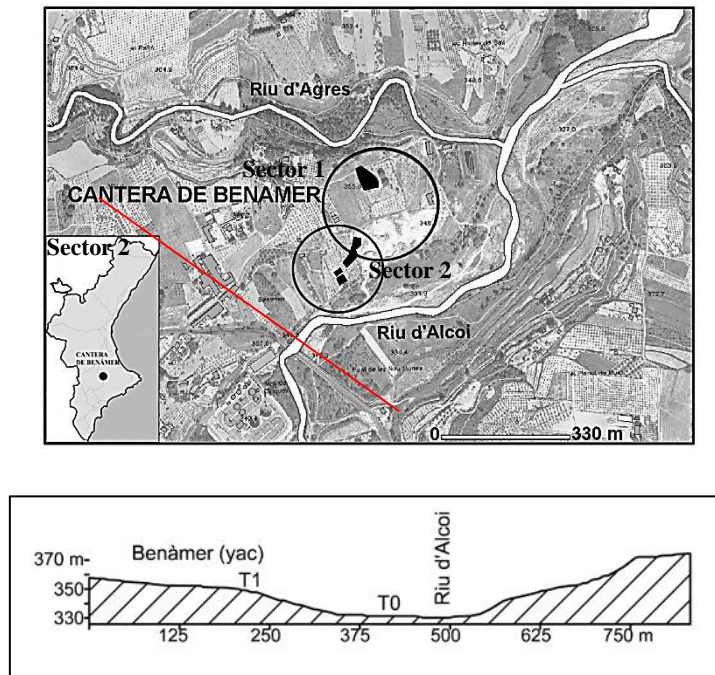


Fig. 7.3. Localización general de los sectores del yacimiento Benàmer y perfil transversal tomado de Ruiz Pérez, 2011, Fig. III.7.

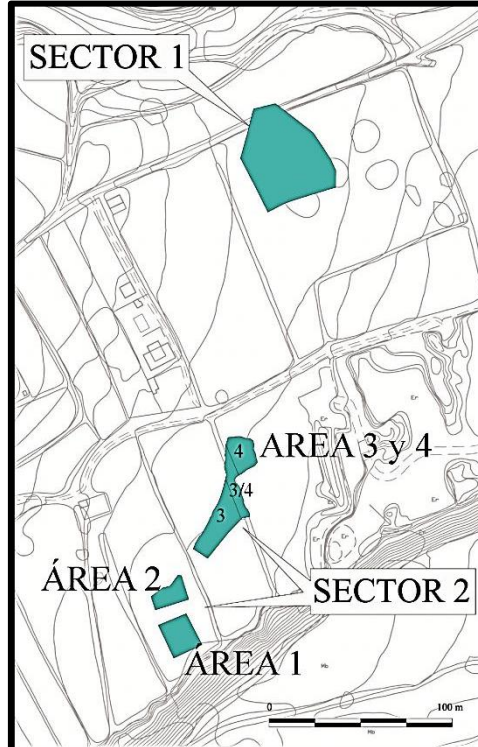


Fig. 7.4. Detalle de la localización de los sectores y áreas de la excavación de Benàmer. Publicado por Torregrosa Giménez *et al.*, 2011.

	Punto	X	Y
Sector 1	Norte	724938,31	4296387,53
	Este	724970,82	4296374,49
	Sur	724964,38	4296338,94
	Oeste	724931,12	4296360,56
Sector 2	Norte	724931,72	4296208,54
	Este	724936,19	4296164,57
	Sur	724894,42	4296087,90
	Oeste	724882,33	4296120,86

Tabla 7.1. Delimitación UTM de los Sectores arqueológicos.

Las fases de ocupación humana, los sucesivos asentamientos, se sitúan en diferentes ámbitos y a diferentes cotas sobre la terraza fluvial, como reflejo de una microtopografía variada que es el resultado de una “historia” geomorfológica reciente diversa en la que parecen haber predominado los procesos erosivos. El Sector 1 ocupa el techo de la terraza en el que afloran sedimentos arcillosos gris claro, que constituyen además la base de la excavación. Estos sedimentos buzan hacia el norte y el sur, formando someras depresiones. La del norte rellena de arcillas de color gris oscuro en las que se construyen, interdigitados, encachados o estructuras de combustión del Neolítico antiguo (Benàmer II). Al sur las evidencias arqueológicas aparecen sobre las arcillas gris oscuro, en este caso con cantos, en parte barras de fracción gruesa integradas en la secuencia estratigráfica del techo de la terraza, en parte asociadas a estructuras antrópicas. Sella el conjunto y lo unifica un paquete de limoarcillas masivas de color pardo marrón con algunos cantos que incluye estructuras arrasadas de época ibérica (Benàmer V).

	SECTOR 1			SECTOR 2			
	Septent.	Central	Meridional	Área 1	Área 2	Área 3	Área 4
MESOLÍTICO BENÀMER I 6800-6000 a.C.							Encachados
NEOLÍTICO IA BENÀMER II 5500-5200 a.C.	Sucesión de encachados	Zona de molienda muy arrasada	Encachados arrasados asociados a hábitat				
NEOLÍTICO IC BENÀMER III 4600-4300 a.C.				Restos aislados y sin contexto	Restos inconexos	Restos muy arrasados	
NEOLÍTICO IC/IIA BENÀMER IV 4300-3800 a.C.						Silos	
IBÉRICO BENÀMER V s. IV-III a.C.	Estructuras de hábitat						
MEDIEVAL BENÀMER VI s. XIV-XVIII	Restos de caminos						

Tabla 7.2. Esquema de relaciones entre sectores y áreas y fases arqueológicas.

En el Sector 2 los niveles arqueológicos aparecen a cotas más bajas. Especialmente en el caso de las Áreas 3 y 4, que forman parte de niveles de relleno de una nueva depresión, más profunda, una vaguada o extenso paleocauce abierto a techo de la terraza. Los

depósitos a los que se asocian artefactos mesolíticos forman parte del fondo de esta vaguada o canal (Benàmer I), los restos del Neolítico IC aparecen descontextualizados en las Áreas 2 y 3 (Benàmer III), desmantelados por procesos erosivos y sedimentarios posteriores. En relación con estos procesos hay que poner los sedimentos con abundante fracción gruesa que rellenan parte de la cubeta, y que constituyen la base de las estructuras negativas del Neolítico IC/IIA (Benàmer IV).

7.2. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

Les Valls d'Alcoi constituyen una depresión tectónica rellena de margas terciarias inserta en las alineaciones de relieves calcáreos del sector nororiental del Prebético externo. Aquí el paisaje tectónico se caracteriza por la sucesión de pliegues de orientación ENE-WSW y vergencia al Norte, constituidos por anticlinales en champiñón formados por calizas cretácicas, y por sinclinales y depresiones rellenos de sedimentos margosos marinos calcáreos del Terciario (IGME, 1975).

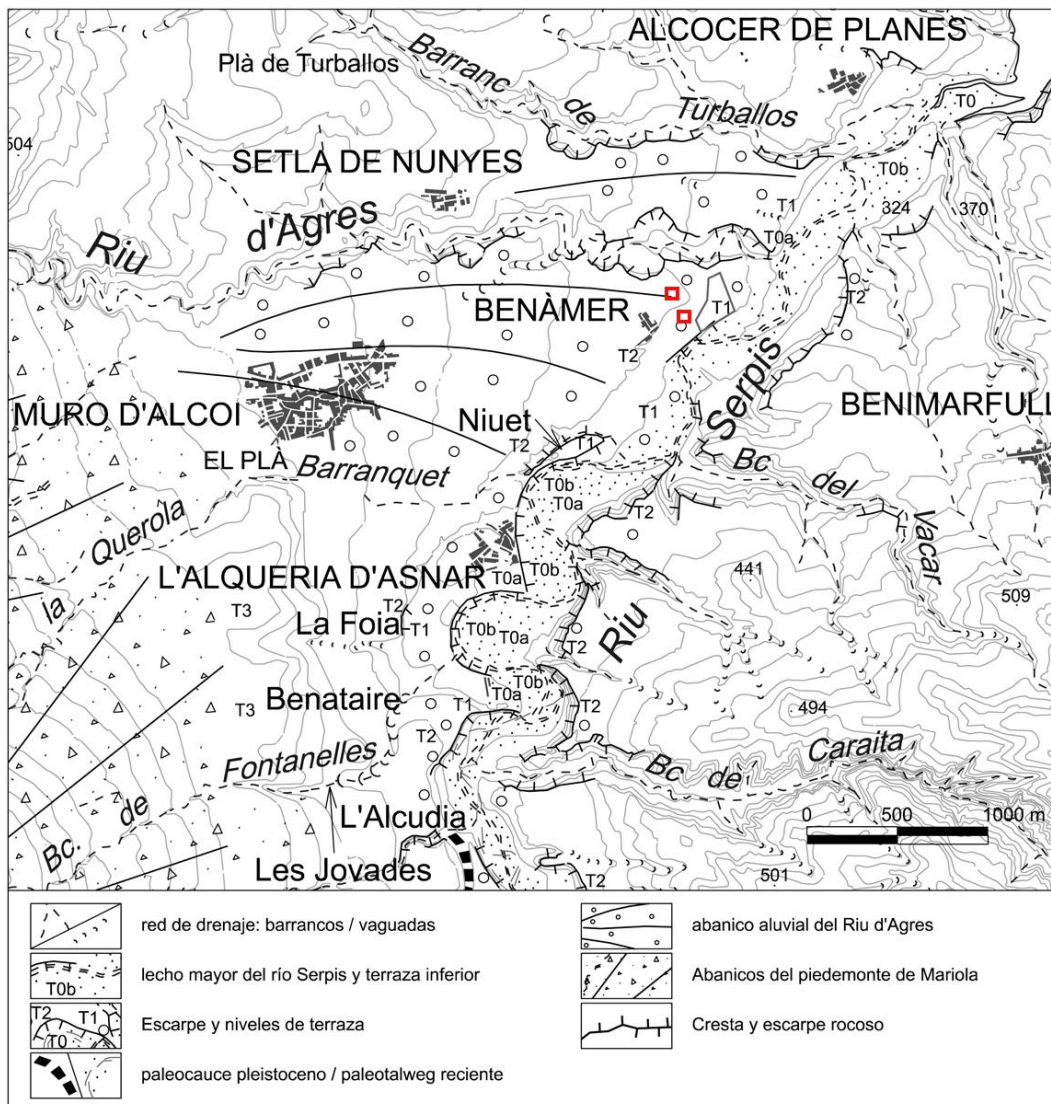


Fig. 7.6. Esquema geomorfológico de les Valls d'Alcoi según Ruiz Pérez (2011).

El río Serpis drena la depresión tectónica y es el responsable de la evolución de la cuenca a partir de su circulación sobre las margas del Mioceno y de los episodios sedimentarios cuaternarios. El actual sistema de drenaje, desarrollado a partir del Pleistoceno medio, se expresa fundamentalmente en un conjunto de terrazas que contactan con los relieves a través de glacis, abanicos aluviales y formaciones de piedemonte (Fig. 7.6 y 7.7). El cauce del río, encajado en este sistema de terrazas, muestra una geometría sinuosa y un lecho de inundación bien desarrollado con barras y lóbulos de meandro de cantos, gravas y arenas.



Fig. 7.7. Vista de los Valls d'Alcoi desde la Cova de l'Or de Beniarrés.

El registro cuaternario del valle se plasma en cuatro episodios morfosedimentarios principales correlacionables con el modelo regional (Calvo *et al.*, 1986). La serie se inicia con la unidad descrita como G3/T3, a 70-100 m sobre el cauce cerca de Muro d'Alcoi, constituida por un cuerpo travertínico, para el que se ha propuesto una datación del Pleistoceno inferior (Fumanal, 1993). Se trata de “*testigos (...) desconectados de la secuencia general de relleno del valle y, por tanto, con la formación de la red actual*” (Estrela *et al.*, 1993). Precipitados

químicos que incluyen facies diversas, entre ellas las estromatolíticas, oncoides y los moldes a partir de musgos. Otros autores han identificado en el mismo margen oriental de la cuenca, a la altura de Cocentaina, depósitos de glacis con tramos lacustres en los que aparecieron restos de *Mammuthus meridionalis* (Aguirre *et al.*, 1975), que confirmarían esta datación.

El nivel de relleno más general y el que configura la topografía del valle es el G2/T2. Se trata de un manto detrítico que conecta suavemente con los relieves circundantes. Un conjunto de abanicos, glacis y terrazas que presentan a techo formaciones edáficas y encostramientos laminares, y que forman escarpes de entre 23 y 28 m de altura sobre el cauce del río, aunque en algunos puntos llegan a alcanzar hasta los 40 m (Ruiz Pérez, 2011). En el yacimiento arqueológico de les Jovades en Cocentaina un suelo a techo de este nivel fue datado en torno al 81 ka \pm 12 ka BP (Fumanal y Carmona, 1995); lo que sitúa su encajamiento en el Pleistoceno superior.

Junto al cauce, encajado y adosado al anterior, se desarrolla un nivel de terraza (T1) muy erosionado. Está formado por sedimentos detríticos de facies *braided* no encostrados, aunque abunda la fracción gruesa recubierta de carbonato. Presenta una altura de 18 a 20 m en Niuet (Alqueria d'Asnar) según Fumanal (1994) y entre 18 y 25 m en Benàmer según Ruiz Pérez (2011). En el barranco de Fontanelles, junto al río, se obtuvo una datación de 73 \pm 11 ka BP para uno de los paleosuelos que incluye (Carmona, Fumanal y la Roca, 1986), lo que sitúa su formación en pleno Pleistoceno superior. En el río Vinalopó un nivel correlacionable fue datado a techo en el 35 ka BP (Cuenca y Walker, 1985). El Dr. Ruiz Pérez (2011) considera este nivel como

polifásico y le adscribe un segundo subnivel situado entre 12 y 15 m, constituido por sedimentos con estratificación paralela y cruzada no cementados, que tendría una datación finipleistocena, del Tardiglacial para Fumanal (1994). En el Vinalopó, Cuenca y Walker (1985) sitúan el inicio de una terraza de altura algo inferior (10 m) en torno al 30 ka BP y la finalización de la sedimentación fluvial en torno al 12 ka BP, antes de la deposición de sedimentos eólicos y aluviales o coluviales del Holoceno.

Continúa la secuencia una serie de terrazas escalonadas que se adosan lateralmente a los retazos de las anteriores. Son los testigos del relleno sedimentario del Holoceno. Se trata de una terraza a unos 5-10 m sobre el talweg inmediato y otra a 0-2 m. Ruiz Pérez (2011) adscribe estos niveles respectivamente al T0a y T0b del modelo regional descrito por Carmona (1990).

En el casco urbano de Benàmer el nivel de terraza T2 forma un escarpe de apenas dos metros sobre el nivel T1. En él se documentan sedimentos detríticos cementados sellados por una extensa costra laminar. El conjunto de estructuras de los sectores 1 y 2 se integran en la secuencia estratigráfica del primer segmento de la terraza T1 según el modelo de Ruiz Pérez (2011), con la salvedad de que lo hacen sobre el techo de esta, parcialmente desmantelada. Los sedimentos que las sellan son fundamentalmente de glaciares, que dan al conjunto una ligera pendiente hacia el cauce. Estos espacios, una vez producido el encajamiento del cauce que individualiza la terraza, debieron quedar aislados del medio fluvial y su dinámica, momento a partir del cual predominaron procesos relacionados con aportes de flujos hídricos laterales (arroyadas más o menos difusas) con frecuencia erosivos, así como fases de no sedimentación y de desarrollo edáfico.

Ya se ha señalado que existen al menos dos niveles de terraza importantes por debajo de las cotas del nivel que ocupa el yacimiento. La superior (12 a 15 m) no incluye restos cerámicos, y aunque se ha propuesto que es finipleistocena, cabe no descartar que sea equiparable a T0a y que los niveles subsiguientes se correspondan con T0b y Th. La terraza T0a se habría formado según el modelo regional en las primeras fases del Holoceno. Fumanal (1990) documentó en los valles de cabecera procesos de agradación en torno al 9 ka BP (10,2 - 10 ka cal BP)¹, y de incisión fluvial en la cabecera del Serpis hacia el 8 ka BP (9 - 8,7 ka cal BP). Les seguiría una nueva fase de acreción en el 7,5 ka BP (8,4 - 8,2 ka cal BP) y la incisión generalizada a partir del 7 ka BP (7,9 - 7,3 ka cal BP), coincidiendo con la formación de suelos y la expansión del bosque. Estos procesos serían en parte o en todo responsables de la formación e incisión de T0a.

¹ Fechas calibradas con la curva CalPal207 HULU (con rango 8%) y con una indeterminación establecida aleatoriamente en torno a los 100 años. Quickcal2007 ver.1.5

7.3. ESTRATIGRAFÍA

Las zonas estudiadas en los dos sectores arqueológicos que constituyen el yacimiento son las siguientes:

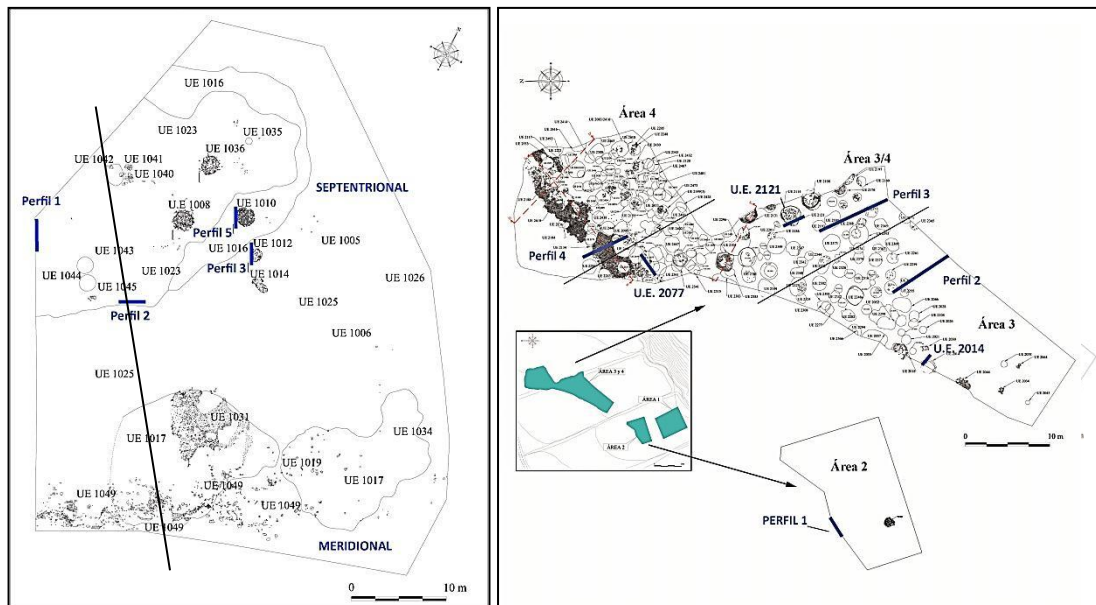


Fig. 7.8. Localización de los perfiles estudiados en el Sector 1. Perfil transversal Fig. 7.12.

Fig. 7.9. Localización de los perfiles y estructuras estudiados en el Sector 2 (Torregrosa Giménez *et al.* 2011).

- En el extremo septentrional del Sector 1 se muestrean los perfiles 1, 2, 3 y 5 del área septentrional, y se describe el área meridional. Con restos arqueológicos del Neolítico antiguo o Neolítico IA y de época ibérica.
- En el extremo meridional del Área 2 del Sector 2 se estudió el perfil 1 y la unidad estratigráfica 2006 desde el punto de vista sedimentológico. Con restos arqueológicos del Neolítico antiguo avanzado o Epicardial o Neolítico IC.
- En el Área 3 y 3/4 del Sector 2, una zona con muy abundantes estructuras negativas del Neolítico medio IC/IIA, se analizaron los perfiles 2 y 3, y algunos rellenos relevantes de las estructuras E 2014 y E 2077. También se analizó un revoco de la estructura E 2021, que será presentado en el apartado final de este capítulo.
- Finalmente en el Área 4 del Sector 2 se llevó a cabo el estudio sedimentológico de dos unidades estratigráficas en el perfil 4 de la cata 4, también denominado NW, en el contexto de ocupación Mesolítica.

7.3.1. Sector 1

En el Sector 1 se localizan tres fases de ocupación, Benàmer II, Benàmer V y Benàmer VI. La más relevante sin duda es la primera (Fig. 7.10).

Benàmer II es un asentamiento de los primeros grupos neolíticos en el ámbito regional. Se documenta a través de un conjunto de restos arqueológicos; siendo los más característicos los excavados en el extremo septentrional. Son estructuras negativas de escasa profundidad



Fig. 7.10. Vista del Sector 1 de Benàmer.

y planta circular u oval de entre 80 y 130 cm de diámetro, rellenas con cantos y bloques calizos redondeados y alterados térmicamente, descritos como encachados, y que incluyen algunos fragmentos cerámicos con decoración cardial, restos de talla, instrumentos de molienda, alisadores, fragmentos de barro con improntas (elementos constructivos), malacofauna y astillas óseas de fauna y cornamentas de ciervos (Fig. 7.11). Todas estas estructuras recuerdan a las excavadas en los yacimientos arqueológicos alicantinos del Tossal de les Basses (Rosser y Fuentes, 2007) o calle

Colón de Novelda (García Atiénzar *et al.*, 2006), que han sido interpretadas como hogares o estructuras de combustión, destinadas a la cocción o transformación de alimentos, hipótesis que los arqueólogos validan a falta de estudios más extensos.



Fig. 7.11a. Estructuras de combustión del Neolítico antiguo del Sector 1. Foto Alebus.



Fig. 7.11b. Estructuras de combustión del Neolítico antiguo del Sector 1.

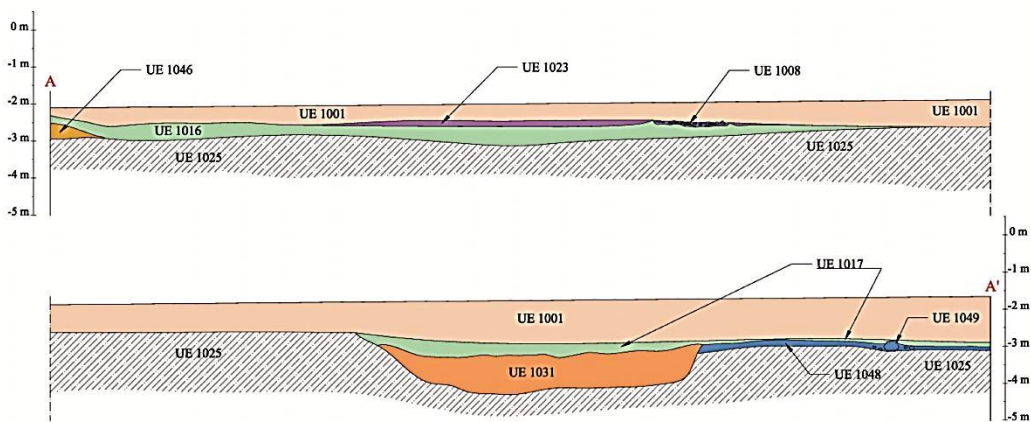
Fig. 7.12. Estratigrafía arqueológica del Sector 1. Publicado en Torregrosa Giménez *et al.*, 2011.



Fig. 7.13 y 7.14. Estructuras U.E. 1010 y U.E. 1012.
Foto Alebus.



Fig. 7.15. Área meridional del Sector 1.

Las estructuras han sido excavadas en varias unidades estratigráficas, insertas en un estrato geológico de color gris oscuro. Efectivamente, el proceso de excavación llevó a los arqueólogos a establecer una sucesión de estructuras dentro del nivel arcilloso gris oscuro (Torregrosa Giménez *et al.*, 2011): A partir de un nivel gris claro que forma parte del techo de la terraza y fue considerado estéril (U.E. 1025 en la Fig. 7.12), se inicia la deposición del nivel gris oscuro (U.E. 1016, 1017 y 1046), que rellena sendas depresiones separadas por un resalte del nivel de arcillas gris claro con cantos. En el sector septentrional de esta unidad se construirán las estructuras 1040 y 1041, que se documentan incompletas y desmontadas. Les sigue la deposición de una extensa unidad estratigráfica de las mismas arcillas gris oscuro (U.E. 1016) y la posterior construcción de hasta cuatro estructuras sobre esta (U.E. 1010, 1012, 1014 y 1036), tras las que continúa la deposición de las arcillas oscuras (U.E. 1023) y la construcción de una nueva estructura de combustión (U.E. 1008) que constituye el techo de esta serie (Fig. 7.11, 7.12, 7.13 y 7.14).

Por otro lado, en el extremo meridional del Sector 1 se documenta una amplia dispersión de cantos calizos de diferentes tamaños a los que se asocian restos de talla (U.E. 1049) sobre un nivel, U.E. 1017, que identifican con la prolongación lateral del arcilloso oscuro arriba descrito. Este

conjunto, aunque alterado y erosionado fue interpretado como asociado a una estructura antrópica (Fig. 7.15). Entre ambos sectores, en un área donde no se conservan evidencias

claras del nivel arcilloso oscuro, se documenta un molino de gran tamaño y fragmentos cerámicos que los arqueólogos vinculan con un área de molienda.

Se obtuvieron sendas dataciones radiocarbónicas a partir de una muestra de agregados de polen procedente de la U.E. 1017 (7567-7424 cal BP) y de un caparazón de *Cerastoderma edule* de la U.E. 1016 (7060-6790 cal BP), siendo esta última considerada demasiado baja para el contexto cardial en el que se encuentra, y por ello puesta en cuestión (Torregrosa Giménez y Jover Maestre, 2011) (Tabla 7.3).

Se trata pues de un espacio con diversas áreas de producción y consumo de adscripción cronológica y cultural cardial, en torno al 7356-7150 cal BP según Jover Maestre et al. (2011). Es una granja caracterizada por la presencia de estructuras de combustión, un área de molienda y un posible lugar de talla. No hay evidencias de bases de poste, sólo algunos restos de morteros de barro que pudieran asociarse a elementos constructivos.

Muestra	Referencia Laboratorio	C14 edad BP	Fecha cal BC - 2 σ -
Sector 1 U.E. 1017	CNA-539	6575 +- 50	5617-5474
Sector 1 U.E. 1016	Beta-268979-R	6440 +- 50	5110-4840

Tabla 7.3. Dataciones para el nivel de ocupación Benàmer II.



Fig. 7.16 y 7.17. Estructuras de época ibérica del área septentrional del Sector 1. Fotos Alebus.

En el Sector 1 y bajo los estratos superficiales (U.E. 1000 –con restos cerámicos rodados de épocas ibérica, moderna y contemporánea– y U.E. 1001 –con restos cerámicos rodados de época ibérica–), se documentó una serie de estructuras muy erosionadas (U.E. E-1005, 1006 y 1026 entre otras), bases de muros constituidos por mampuestos de pequeño tamaño sin trabar y pavimentos de tierra batida y cal insertos en un extenso nivel de limoarcillas marrones con cantos, denominado U.E. 1004, en el que aparecieron además bolsas y fosas (U.E. 1018, 1019 y otras) con fragmentos cerámicos de época del Ibérico pleno del siglo IV a.C. (Fig. 7.16 y 7.17). Son varios edificios, posiblemente viviendas y dependencias de trabajo, de pequeño tamaño y tendencia rectangular, destinados a actividades agropecuarias, Benàmer V. Se trataría pues de un asentamiento rural que

formaría parte del territorio del *oppidum* del Castell de Cocentaina o del de Covalta (Torregrosa Giménez *et al.*, 2011).

Se señala pues la existencia de un hiato entre los niveles de ocupación del Neolítico IA y el inicio de la formación que sostiene las estructuras del Ibérico Pleno. A su vez existe otra fase que en parte erosiona y desmantela las estructuras de esta época.

La zona excavada del yacimiento no muestra evidencias materiales de ocupaciones posteriores, sin embargo, las fuentes escritas indican la existencia de una alquería creada en el siglo XI-XII en el distrito de Cocentaina (Azuar, 2005) a cierta distancia del área excavada. Abancalamientos y aterrazamientos de difícil datación documentados podrían ser de esta época y estarían asociadas a posibles cultivos de secano. Junto al Perfil 1 se documentó un conjunto de estructuras que podrían asociarse a un camino de la misma época.

7.3.1.1. Perfil litoestratigráfico 1. Escarpe occidental. Sector 1

El perfil 1, abierto en el borde oeste de la zona afectada por la excavación, muestra completa la parte superior de la serie de niveles estratigráficos descritos, resultado de procesos sedimentarios naturales (Fig. 7.18).

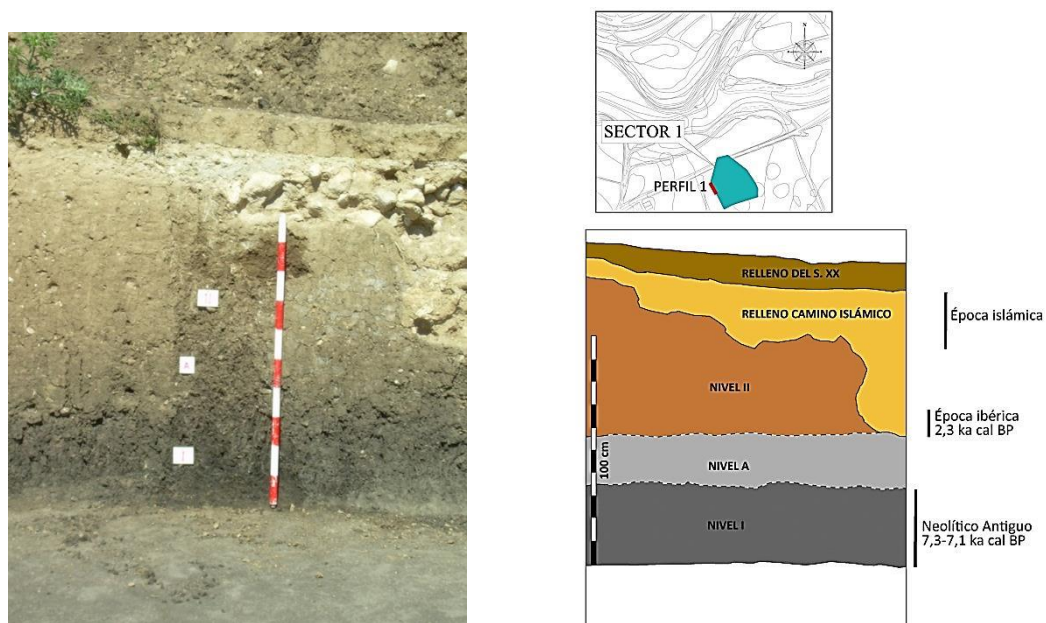


Fig. 7.18. Perfil 1. Escarpe lateral. Área septentrional del Sector 1.

El **nivel I**, el inferior, es de fracciones finas de color negro amarronado (7,5Y 2,5/1) con estructuras poligonales que revelan la importancia del porcentaje de arcillas. Potencia vista de unos 33 cm. Su techo se sitúa a 90 cm de profundidad en el perfil desde su techo y a 352,58 metros sobre el nivel del mar.

El **nivel A** es una unidad transicional de 25 cm de fracciones finas de color gris oscuro (10YR 4/2), con contactos graduales con el resto de niveles.

El **nivel II**, el superior, es de fracciones finas marrones (7,5YR 5/4) con algunos cantos y gravas distribuidos de forma aleatoria en el perfil. Posee 45 cm de potencia.

A lo largo del perfil, especialmente hacia el Sur, se ha observado la desaparición progresiva de la unidad basal que es sustituida por limoarcillas grises, que se intuye, constituyen la base del nivel oscuro, y que se analizan en otros perfiles.

Se ha podido correlacionar las estructuras arqueológicas de época neolítica documentadas en este sector con cotas de este perfil situadas aproximadamente entre los 90 y 120 cm de profundidad respecto al nivel del suelo actual, coincidiendo con toda la potencia vista del nivel I inferior. De igual modo, las escasas estructuras ibéricas documentadas se hallan a cotas que se corresponderían con las situadas en torno a los 50 y 60 cm de profundidad en el perfil, quedando por debajo de ellas en torno a 30 cm de sedimentos marrones y transicionales antes de documentarse el nivel oscuro basal. Sella el perfil un conjunto de estratos de época islámica, asociados a un camino.

7.3.1.2. Perfil litoestratigráfico 2. Interior del Sector 1

El perfil 2 se abre en el interior de la zona excavada con 50 cm de potencia. Su estudio se llevó a cabo muy avanzado el proceso de excavación, por lo que por encima del perfil falta una serie extensa de sedimentos correlacionable con los niveles A y II del Perfil 1. Incluye dos niveles bien definidos y uno intermedio (Fig. 7.19):

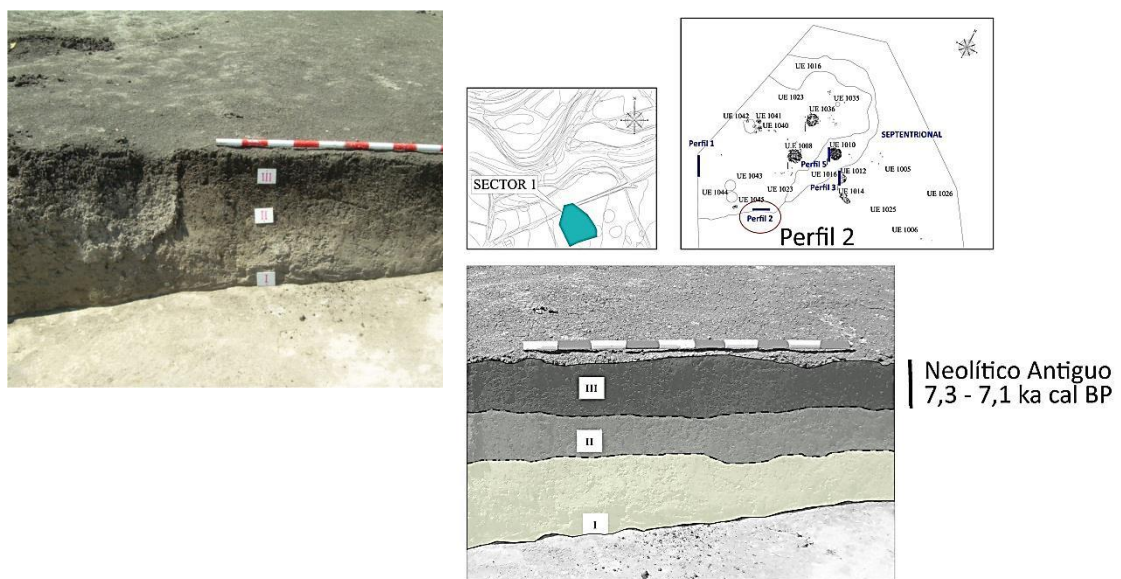


Fig. 7.19. Perfil 2. Área septentrional del Sector 1.

El **nivel I**, el basal, se corresponde con la U.E. 1025 (estéril). Es de 16 cm vistos de fracciones finas de color gris claro (7,5 YR 6/2), con abundantes estructuras poligonales y grietas de retracción.

El **nivel II** se ha identificado como una unidad sedimentaria intermedia, de unos 16 cm, que se diferencia en el perfil y se analiza en el laboratorio. Está formada por fracciones finas de color gris (2,5Y 6/1), con contacto gradual con los niveles I y III.

El **nivel III** (U.E. 1016) es el superior y está constituido por fracciones finas masivas de color gris muy oscuro (Gley1 3/10Y). De él se conservan apenas 18 cm, identificable con el nivel de base del perfil anterior.

7.3.1.3. Perfil litoestratigráfico 3. Estructura U.E. 1012. Interior del Sector 1

El perfil 3 se abre en el interior de la zona excavada y tiene 58 cm de potencia. Los 8 superiores forman parte de la estructura arqueológica 1012 del Neolítico antiguo. Como en el caso del perfil 2 incluye dos niveles bien definidos y uno intermedio (Fig. 7.20):

El **nivel I** es un depósito de fracciones finas de color gris marrón claro (10 YR 6/2), de 23 cm vistos, que constituye la base en todo el Sector 1 y que aquí aflora a mayor cota.

El **nivel II** se corresponde con una unidad sedimentaria intermedia de 18 cm de potencia que se diferencia en el perfil con contactos graduales. Es de fracciones finas de color gris oscuro (7,5YR 4/1).

El **nivel III**, el superior, está constituido por fracciones finas de color gris oscuro oliva (5Y 3/2), identificables con las del nivel de base del perfil 1 y el nivel III del perfil 2. Posee 18 cm de potencia. Incluye fracción gruesa en los 8 cm superiores de la estructura arqueológica, uno de los encachados descritos más arriba.

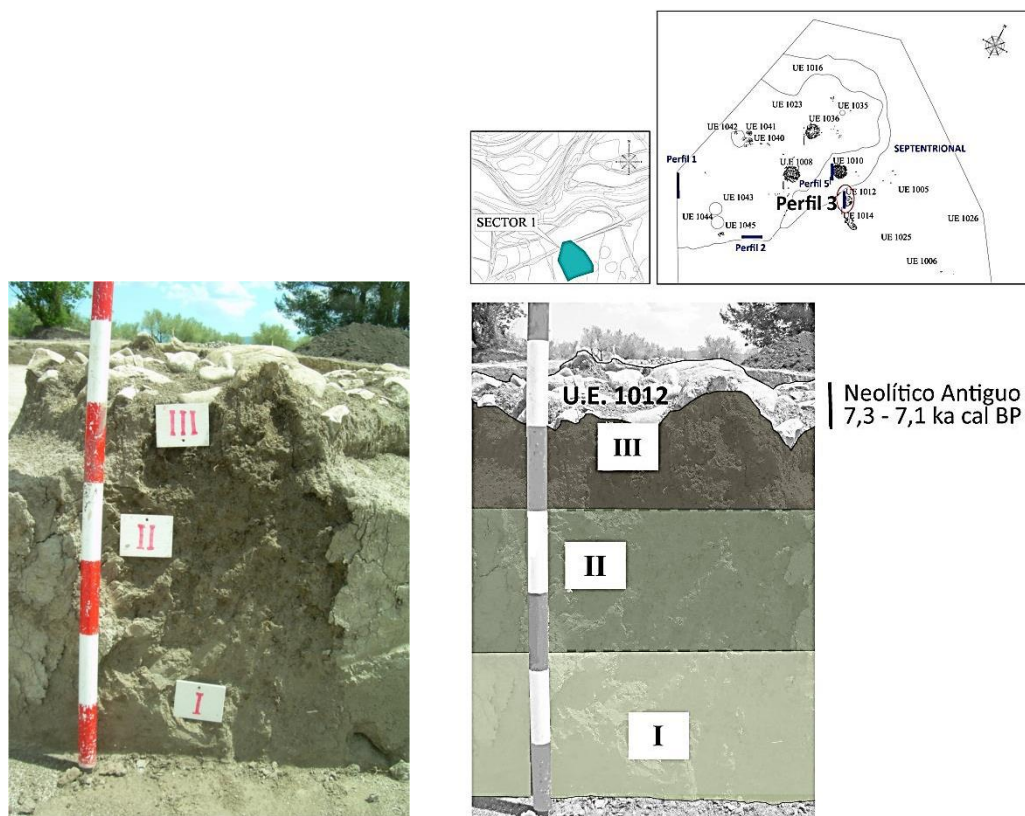


Fig. 7.20. Perfil 3. Área septentrional del Sector 1. U.E. 2011.

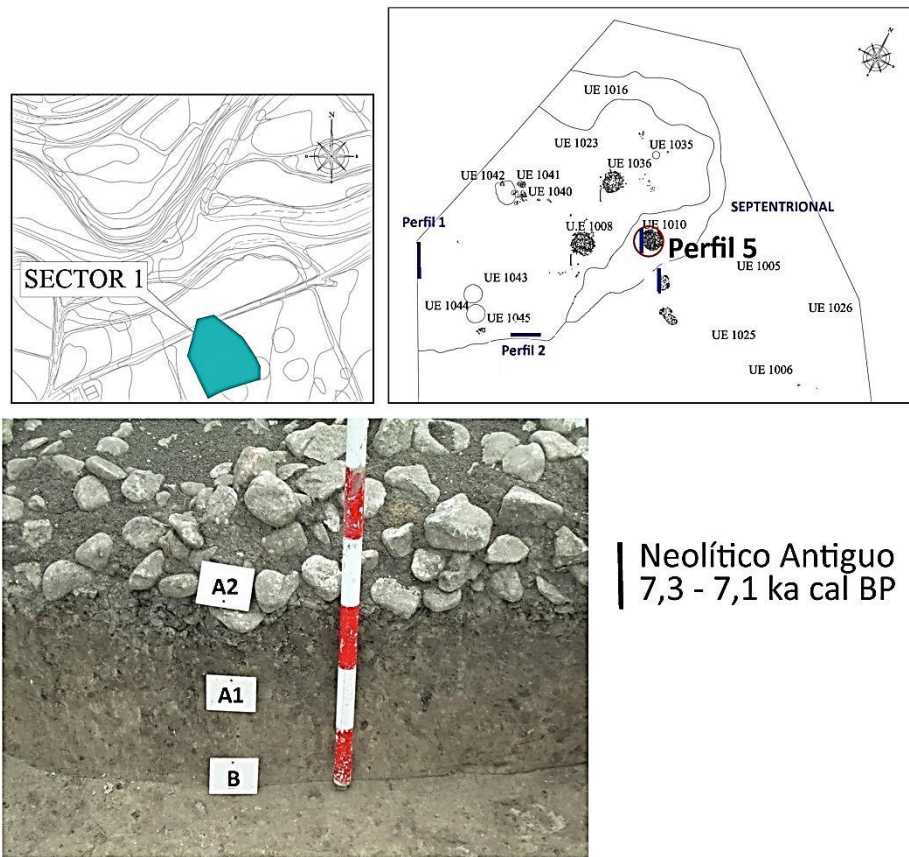


Fig. 7.21. Perfil 5. Área septentrional del Sector 1. U.E. 1010.

7.3.1.4. Perfil litoestratigráfico 5. Estructuras U.E. 1010. Interior del Sector 1

El perfil 5 se abre también en el interior de la zona excavada. Se identificaron dos unidades sedimentarias similares a las hasta ahora descritas, aunque en esta ocasión prestamos mayor atención a la superior, dividiéndola en dos subunidades según su relación directa o no con la estructura de cantos del Neolítico (Fig. 7.21):

El **nivel basal B**, de unos 14 cm de potencia vista, es de fracciones finas de color gris marrón suave (10YR 6/2). Podemos equipararla a los niveles I de los perfiles interiores del Sector 1.

A techo se identifica el **nivel A**, parece relacionado con el horizonte edáfico descrito en los perfiles 2 y 3, y con la estructura antrópica U.E. 1010. Se trata de fracciones finas de color gris oscuro (10YR 4/1).

El **subnivel A1** se corresponde con la base de este estrato (U.E. 1016), de fracciones finas de hasta 16 cm de potencia de color gris oscuro (10YR 4/1). El **subnivel A2** se corresponde con la estructura U.E. 1010. Posee unos 13 cm de potencia. Se trata de cantos con matriz de color gris (2,5Y 5/1).

7.3.1.5. Área Meridional. Interior Sector 1

Ya vimos como en el sector central el sustrato gris claro que representa la base de la secuencia estratigráfica, y que se ha identificado en las unidades I de los perfiles 2, 3 y 5, aflora más alto, definiendo dos sectores más o menos deprimidos. En la meridional aflora un conjunto de acumulaciones de cantos y bloques rodados prácticamente sobre la unidad basal, que bien pudieran asociarse a una estructura antrópica. Se trata de dos conjuntos de bloques y cantos rodados con rasgos morfológicos distintos (Fig. 7.8 y 7.15).

El primero (U.E. 1031) constituye un conjunto abigarrado y homométrico con ciertas evidencias de imbricación que bien se pudiera asociar al afloramiento de una barra de cantos fluvial de la terraza. Efectivamente, hemos podido comprobar en diversos perfiles y en el proceso de desmontes para construir la autovía que este sustrato incluye pasadas de cantos que forman barras *braided* de la terraza.

El segundo conjunto de cantos (U.E. 1049) posee en cambio una estructura / distribución distinta e incluye bloques rodados con una distribución menos densa en el espacio. Con una somera aproximación a la disposición de estos gruesos, se observa que no existe una orientación coherente a un flujo unidireccional por lo que parece vincularse a una estructura de carácter posiblemente antrópico.

7.3.2. Sector 2

El Sector 2 está conformado por cuatro áreas diferentes. Estas incluyen diversos sondeos y zonas excavadas en extensión. La zona más meridional apenas aportó restos arqueológicos (sólo en el Área 2 aparece el perfil 1 con la U.E. 2006) (Fig. 7.22 y 23). La zona nororiental, muy afectada por una cantera, incluye un importante conjunto de restos del Mesolítico y del Neolítico Ic/IIa en las Áreas 3, 3/4 y 4 (Fig. 7.24).

Este último espacio parece corresponderse con una vaguada abierta en la terraza por la geometría y posición topográfica de los rellenos y por los rasgos de estos. Un canal que vehiculó flujos hídricos no muy competentes procedentes, como veremos, de las vertientes de la Mariola. La parte más baja de la vaguada, donde se incide más profundamente, es donde se han documentado los rellenos con contextos del Mesolítico geométrico.



Fig. 7.22a. Vista del Área 1 del Sector 2.



Fig. 7.22b. Vista del Área 2 del Sector 2.

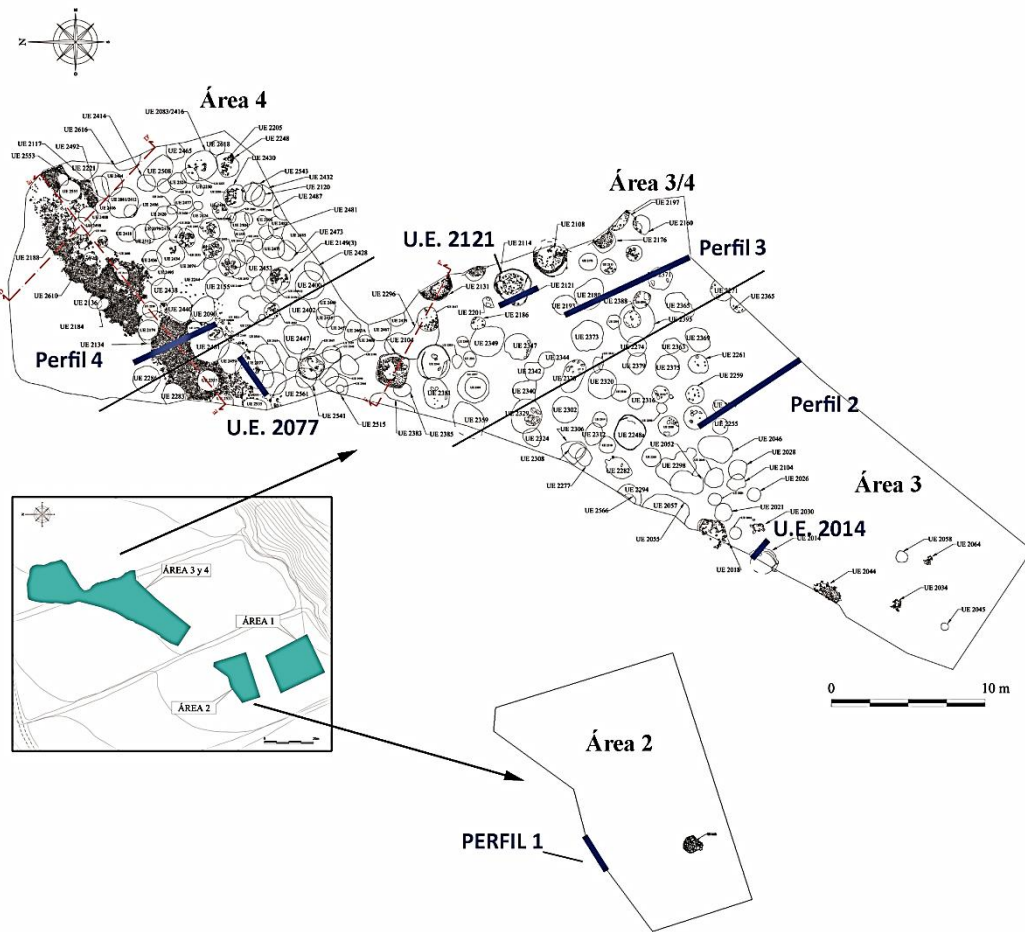


Fig. 7.23. Localización de los perfiles estudiados en el Sector 2. Base planimétrica de Alebus.



Fig. 7.24. Vista del Área 3/4 del Sector 2. Estructuras negativas excavadas hasta nivel basal. En la imagen de la derecha detalle, en primer término se ve aflorar una barra de cantos del techo de la terraza.



Fig. 7.25. Área 4 del Sector 2. Vista de los encachados mesolíticos.

Se trata de un encachado rectangular (de unos 19 por 3 metros de extensión conocida) con hasta cuatro capas superpuestas de cantos calizos termoalterados, que alcanzan una potencia total de hasta 50 cm (Fig. 7.25 y 7.27), y a las que aparece asociado un conjunto muy extenso de desechos de trabajo y consumo humano: miles de fragmentos de sílex, productos de talla de entre los que se encuentran nódulos locales sin tallar, núcleos en uso o agotados, láminas y lascas, o lo que es lo mismo, toda la cadena operativa para la obtención de productos líticos, fauna quemada en

forma de escasas astillas de pequeño tamaño y abundantes restos de carbones.

La ocupación y uso de este espacio ha sido descrita como recurrente e intermitente. Aunque no se puede descartar que se corresponda con espacios de vivienda, es seguro su carácter de área de trabajo, combustión y consumo. Se trata probablemente de un campamento residencial de momentos plenos y finales de la fase A del complejo Geométrico mesolítico con gestión plurifuncional: aprovechamiento de recursos líticos, vegetales y caza entre otros (Jover Maestre *et al.*, 2011).

Sendas dataciones obtenidas en las unidades estratigráficas 2578 (sobre carbón de *Arbutus unedo*) y 2213 (sobre agregado de polen) (Tabla 7.4), que conforman niveles de relleno sedimentario que enmarcan el último encachado, dan como resultado las siguientes fechas: 8389-8195 cal BP para la primera y 8380-8190 cal BP para la segunda, que los arqueólogos consideran algo elevadas (el *Arbutus* es de vida larga) a pesar de su coherencia.

Muestra	Referencia Laboratorio	C14 edad BP	Fecha cal BC - 2 σ -
Sector 2 U.E. 2213	CNA-680	7490 +- 50	6439-6245
Sector 1 U.E. 2578	Beta-287331	7480 +- 40	6430-6240

Tabla 7.4. Dataciones correspondientes a Benàmer I.

Por otro lado, en dos puntos del Sector 2 se documentaron algunos restos arqueológicos que pueden datarse en una fase del Neolítico Antiguo avanzado (Benàmer III). En el Área 2 se documentaron varios estratos de grosor variable y color gris oscuro (U.E. 2005 y 2006) en los que se excavaron fragmentos cerámicos cardiales, con incisión y peinados, algunos erosionados, fragmentos de brazalete de esquisto e industria lítica neolítica, un fragmento de hacha pulida, una azuela y piezas en sílex (Fig. 7.23 y 7.29). En el Área 3 se

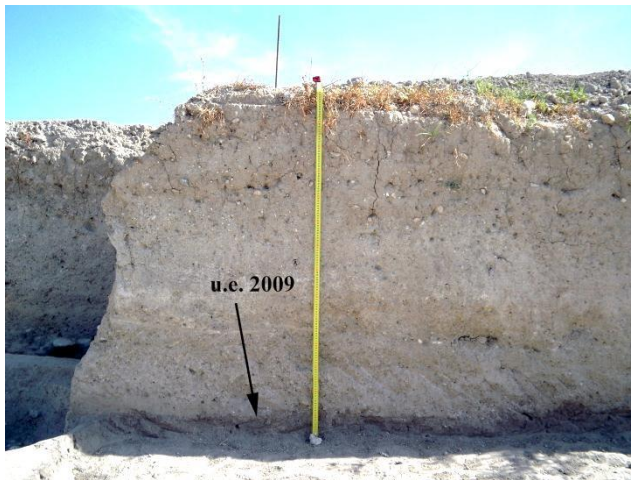


Fig. 7.26. Localización de la u.e. 2009 en el Perfil 2 occidental del Área 3/4 del Sector 2.

localizó una unidad estratigráfica correlacionable con las anteriores (U.E. 2009) de “*tierra de color negro, de textura limosa, consistencia media y heterogénea*” (Torregrosa Giménez *et al.*, 2011), sobre la que aparecen lentejones con abundante materia orgánica (U.E. 2045 y 2058), concentraciones de cantos de difícil interpretación (U.E. 2034 y 2064) y una estructura circular similar a las del sector 1 parcialmente conservada (U.E. 2044). Su adscripción cultural es compleja, ya que se trata de un conjunto

muy parcial (Fig. 7.26).

Ambos conjuntos son restos, en gran parte en posición secundaria, que los arqueólogos asocian con la presencia en las proximidades de una zona de hábitat y actividad de una pequeña comunidad campesina. Una muestra de agregados de polen de la U.E. 2006 fue datada entre el 6631 y el 6314 cal BP que según el modelo regional se correspondería con un Neolítico IC (Bernabéu, 1995), de cerámicas peinadas y esgrafiadas (Jover Maestre *et al.*, 2011), lo que es coherente con los restos arqueológicos documentados (Tabla 7.5).

Muestra	Referencia Laboratorio	C14 edad BP	Fecha cal BC - 2 σ -
Sector 2, Área 2			
U.E. 2006	CNA-681	5670 +- 60	4681-4364

Tabla 7.5. Datación para Benàmer III.

Finalmente, en las Áreas 3 y 4 del Sector 2 se documenta un extenso conjunto de estructuras negativas, silos (Fig. 7.24), en un área de 583 m² que parece ser específica y delimitada (Torregrosa *et al.*, 2011). El número de estructuras es de 201, y se considera que representa entre el 30% y el 50% del total que se debieron construir. Están abiertas sobre un conjunto de niveles de relleno aluvial muy singulares, con fragmentos detríticos tamaño grava de toba calcárea, y afectan a niveles arqueológicos de Benàmer I y III y a pasadas de barras de cantos y gravas y finos que constituyen el techo de la terraza. Muchas de estas estructuras se cortan unas a otras, dando lugar a una compleja estratigrafía. En general se trata de estructuras negativas truncadas, a las que les falta más de la mitad de su desarrollo vertical, con planta de tendencia oval/ovoide y circular, de morfología semielipsoide vertical y de fondo plano o ligeramente curvo. Su boca no suele superar los 80 cm de diámetro, aunque van de 0,44 cm a hasta poco más de los 2 m.

En el Área 3 la base de las estructuras se halla, además de sobre los niveles del techo de la terraza, sobre la U.E. 2009, descrita más arriba. Se abren sobre la extensa U.E. 2008, de arroyadas de gravas a partir de elementos detríticos procedentes de tobas, ya descritas. Descubrimos aquí que este estrato está constituido por una sucesión de sucesivos aluviones entre los que se intercalan fases erosivas. Su techo está truncado en torno a un mismo nivel. En el Área 4 la estratigráfica es aún más compleja, ya que se superponen estructuras negativas y grandes fosas asociadas a la cantera (Fig. 7.27). Las estructuras negativas en forma de silos poseen su techo conservado a dos niveles (U.E. 2075-2190 y U.E. 2038), y están selladas por un único nivel (U.E. 2032). Con todo, el orden deposicional del conjunto e incluso su estratigrafía es de difícil determinación, y no solo por el hecho de que su conservación es muy parcial como resultado de los trabajos de la cantera y porque el área que se ha podido excavar es muy limitada, sino también por el hecho de que apenas aparecen materiales arqueológicos (Jover Maestre *et al.*, 2011).

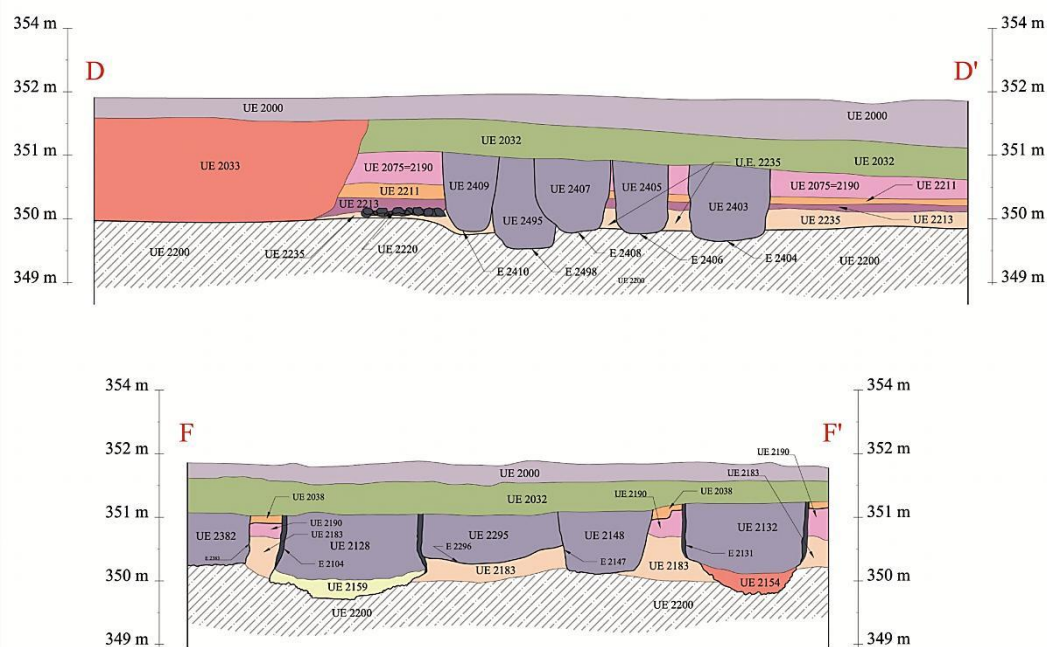


Fig. 7.27. Estratigrafía arqueológica del Área 3/4 del Sector 2. Publicada por Torregrosa Giménez *et al.* (2011).

Efectivamente, las estructuras apenas conservan rellenos relevantes. Están formados por sedimentos que poseen los mismos rasgos que aquellos que los sellan, hallándose vacías y abandonadas en el proceso de colmatación, aunque se han documentado sedimentos variados y en ocasiones cantos termoalterados. También se identifican bloques y grandes cantos en los estratos superiores, que los arqueólogos interpretan como de amortización. La profundidad de las estructuras es variada aunque se identifican dos grandes grupos, las que poseen 0,5 m de profundidad o menos, que son la mayoría, y algunas, las de mayores dimensiones, que alcanzan más de 1 m de profundidad. Tres de ellas (U.E. 2104, 2121 y 2131) conservan un revoco (Fig. 7.28).

La datación del conjunto es compleja, ya se dijo, y solo a partir indicadores cerámicos y de la industria lítica se puede llegar a establecer su delimitación. Así, el dominio de cerámicas lisas sin decoración, un significativo porcentaje de cerámicas peinadas acompañadas de cordones y algunas impresas-incisas de instrumento, así como la presencia de algunos ejemplos de motivos esgrafiados, conforman un conjunto que, comparado con el de los yacimientos del ámbito regional, sitúan su ocupación entre el nivel H-15 del Sector A de Cova de les Cendres y la U.E.



Fig. 7.28. Estructura arqueológica E-2121 con revoco cementado. Foto Alebus.

206 de Cova Sant Martí, y los niveles H-10 de Cendres y el nivel Ib de Coves de Santa Maira. Su inicio se situaría en un momento entre una fase avanzada del Neolítico IC y el final del V milenio cal a.C., al inicio del Neolítico IIA, dada la presencia de esgrafiadas. La ausencia del retoque plano invasor y de puntas de flecha hace que su abandono no se pueda llevar más allá del 3800 cal a.C. (5750 cal BP). Ello enmarca esta fase de ocupación entre el 6250 y el 5750 cal BP (Jover Maestre *et al.*, 2011).

Presentaremos nuestro estudio de estas tres áreas siguiendo un criterio geográfico y no cultural, de oeste a este, empezando por el área más marginal del yacimiento y acabando por el área con el asentamiento Mesolítico.

7.3.2.1. Perfil litoestratigráfico 1. Extremo suroriental. Área 2

En el espacio más suroccidental de la zona de actuación se abrió las áreas de excavación 1 y 2, en las que apenas se identificó material arqueológico. Destaca el afloramiento de barras de cantos rodados e imbricados que originaron flujos *braided* probablemente pleistocenos del río Serpis y que forman parte de un nivel de terraza con esa posible datación.

El perfil 1 se abre a techo de la terraza e incluye pasadas de cantos que habría que habría que poner más en relación con los rellenos de la vaguada que con los de la propia terraza. Se identifica un estrato de color gris oscuro edáfico, similar a los descritos en el Sector 1 (Fig. 7.23 y 7.29). Forma parte de un perfil de 240 cm de potencia que de base a techo posee los siguientes rasgos.

El **nivel I**, constituye la base vista, está constituido por un estrato horizontal de gravas rodadas e imbricadas con matriz arenosa.

Le sigue el **nivel II** de textura limosa y color gris claro (10YR 7/2) que pudiera correlacionarse con el del nivel basal identificado en el Sector 1.

El **nivel III** es una fina capa de 10 cm de arcillas y limos de color gris (10 YR 7/1).

El **nivel IV** aparece en forma de una pasada de cantos rodados con abundante matriz arenosa gruesa que a techo adquiere un tono gris oscuro, como resultado de la iluviación de fracciones finas del nivel suprayacente.

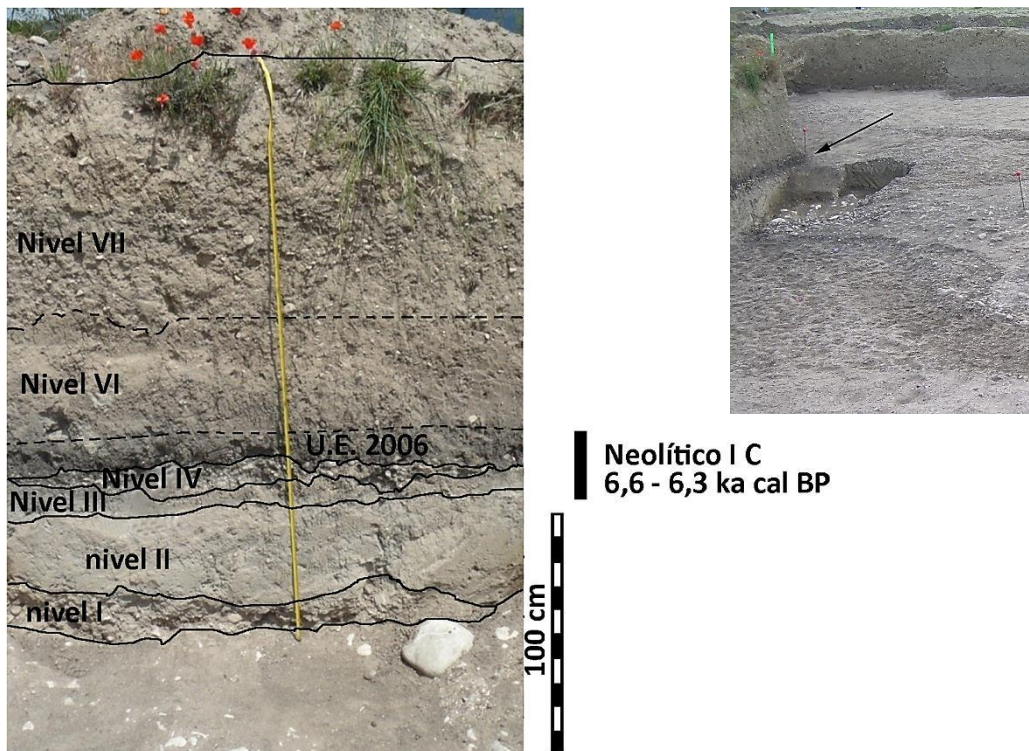


Fig. 7.29. Estratigrafía del Perfil 1 de la U.E. 2006 en el Área 2. Sector 2.

El **nivel V** o U.E. 2006 es de arcillas de color gris muy oscuro (10YR 3/1) de 21 cm de potencia máxima que incluye fragmentos cerámicos de datación neolítica (Neolítico IC), que ha sido datada en torno al entre el 6630 al 6314 cal BP. No hemos identificado el nivel castaño descrito como U.E. 2005 suprayacente y con material arqueológico similar.

Sella el perfil un extenso depósito de limoarenas pardas (**nivel VI**), con cantos y gravas en pasadas subangulosas a techo (**nivel VII**), que identificamos con una formación arroyadas difusas, similar a la descrita a techo en el Sector 1.

7.3.2.2. Perfil litoestratigráfico 2 (occidental). Área 3

En el proceso de excavación de este Área, con la intención de documentar las estructuras negativas o fosos descritos, se excavó hasta 150 cm de profundidad. Se conservó un extenso testigo de orientación NNW-SSE hasta el final de la campaña de excavación (Fig. 7.30) con hasta 142 cm de potencia vista. Pudimos estudiar los perfiles occidental y oriental de este testigo. El perfil abierto hacia el oeste incluye la siguiente sucesión unidades estratigráficas de base a techo.

El **nivel I** aparece a base con una potencia vista de 13 cm. Es de fracciones finas muy compactas de color gris oscuro (2,5Y 4/1) con pseudomicelios. Su techo se sitúa a una cota de 350,64 m sobre el nivel del mar. Este nivel se asocia al menos en parte con las unidades estratigráficas U.E. 2008 y 2009, con concentraciones de cantos descritas durante la campaña de excavación, que los arqueólogos asocian a posibles estructuras, muy degradadas, del Neolítico antiguo avanzado del horizonte de cerámicas peinadas. Coincidiría con la cultura material recuperada en la U.E. 2006 del perfil abierto en el Área 2 del Sector 2.



Fig. 7.30a. Vista del Perfil 2 occidental del Área 3. Sector 2.

El **nivel IIa** es una unidad de 32 cm de fracciones finas de color gris marrón suave (10YR 6/2) con abundantes gravas. Estructura masiva y contacto erosivo sobre el nivel anterior. Algunos cantos que en ocasiones aparecen con posiciones no horizontales a la base.

El **nivel IIb** es una unidad de similar textura y color de 18 cm de potencia, se diferencia del anterior por la presencia de una estrecha capa de fracciones finas sin gravas en el extremo

izquierdo del perfil, y algunas discontinuidades estratigráficas en el extremo derecho que pudiera indicar un cambio en la dinámica sedimentaria.

El **nivel IIc** es una unidad de 24 cm de iguales rasgos texturales pero color gris suave (10YR 7/2), sin el tono pardo característico de los anteriores. El contacto basal es progresivo. Se corresponde con la U.E. 2032 del área ampliada entre 3 y 4, descrita como techo de la estructura.

El **nivel III** es un extenso conjunto de 53,5 cm de potencia de fracciones finas marrones (7,5YR 5/4) con gravas y cantos distribuidos aleatoriamente en el perfil. Contacto progresivo. La fracción gruesa posee con frecuencia orientaciones diferentes a la horizontal.

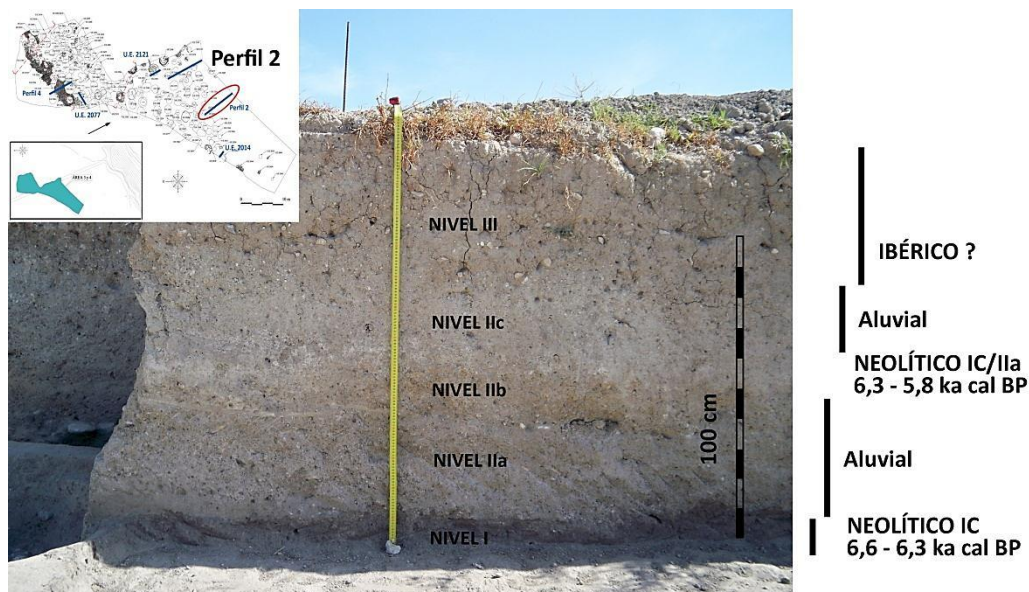


Fig. 7.30b. Perfil 2 occidental. Área 3/4. Sector 2.

3.2.3. Perfil litoestratigráfico 3 (oriental). Área 3/4

En el Área 3/4 se estudia en detalle la estratigrafía del testigo anterior en el perfil abierto que mira a levante (Fig. 7.31), hacia el escarpe del río Serpis, donde se abren diversas estructuras negativas tales como la E 2193, objeto de estudio detallado, con la intención de conocer la posición estratigráfica correcta de estas estructuras. Se trata de una fosa de planta de tendencia oval con unas dimensiones de 1,56 x 1,21 m y profundidad conservada de 0,76 m. En el interior se constató un relleno que desde la arqueología se identificó genéricamente como, U.E. 2194, compuesto por “*tierra areno limosa, color oscuro, con gravas y caracterizada por la presencia de travertino (entiéndase gravas tobáceas)*”² (Fig. 7.32 y 33).

En un perfil de 240 cm de potencia se pudo establecer una sucesión compleja de rellenos asociados a la estructura E 2193, que para nosotros alcanzan los 1,30 m.



Fig. 7.31. Perfil 3 oriental. Área 3/4. Sector 2.

El **nivel I** constituye la base del área excavada, con potencias vistas variadas. Está formado por fracciones finas de color gris claro (7,5YR 6/2) en este sector, aunque hacia la izquierda adquiere el tono gris oscuro, que caracteriza al nivel I del Perfil 1 de esta misma área (Fig. 7.31).

El **nivel II** está formado por una unidad de 30 cm de fracciones finas, cantos calizos redondeados y gravas de toba con distribución masiva de color marrón suave (10YR 7/3) en contacto erosivo sobre el anterior.

En estos niveles se abre la estructura negativa, E 2093, interpretada como un silo. Se halla colmatado por una serie de rellenos que hemos identificado con letras:

El **nivel A** está formado por un conjunto de cantos rodados imbricados que buzan desde la derecha hacia la izquierda. Empastados en una matriz limoarenosa constituyen el primer relleno de la estructura.

El **nivel B** se acuña en el extremo izquierdo de la estructura negativa, con rellenos de fracciones finas con gravas tobáceas de color gris claro. Se distinguen hasta tres subunidades superpuestas. La falta de continuidad lateral de este nivel hace posible que se abrieran más de un silo en este punto.

El **nivel C** es un extenso conjunto de sedimentos formados por cantos rodados y gravas con abundante matriz y similar color al nivel II. La orientación de la fracción gruesa parece señalar a direcciones de deposición diversas, por lo que se trataría de sucesivos rellenos, posiblemente antrópicos, de amortización.

² La palabra travertino o pseudotravertino en las notas arqueológicas es el resultado de una explicación poco afortunada en el campo de las características de las gravas y cantos procedentes de elementos tobáceos calcáreos.

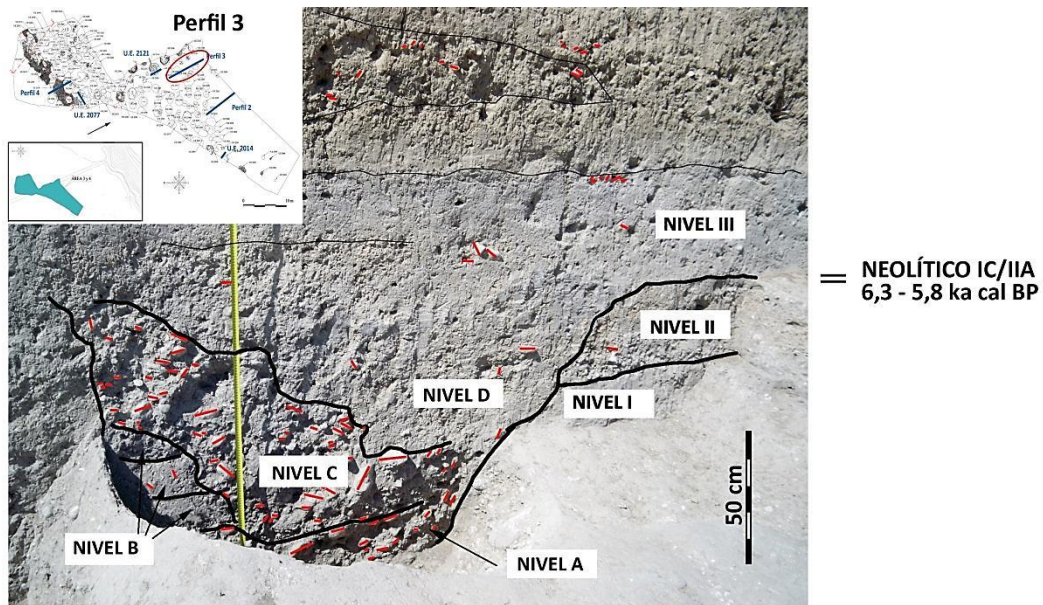


Fig. 7.32. Estratigrafía del Perfil 3 oriental. Área 3/4. Sector 2.

El **nivel D** es un extenso paquete sedimentario de fracciones finas con gravas tobáceas y algunos cantos. Posee contactos netos con el nivel C y con los niveles I y II, pero difuso con el nivel superior.

Aunque la estratigrafía no permite definir con exactitud las relaciones entre niveles, parece claro que el nivel subsiguiente sella el conjunto arqueológico y sus rellenos. Así, el **nivel III** es una unidad de hasta 35 cm de iguales rasgos texturales pero color gris suave (10YR 7/2), sin el tono pardo característico del anterior. El contacto basal es progresivo. Incluye un lentejón en el que aumenta la presencia de gravas de toba, y algunos cantos rodados de gran tamaño distribuidos aleatoriamente por el perfil.

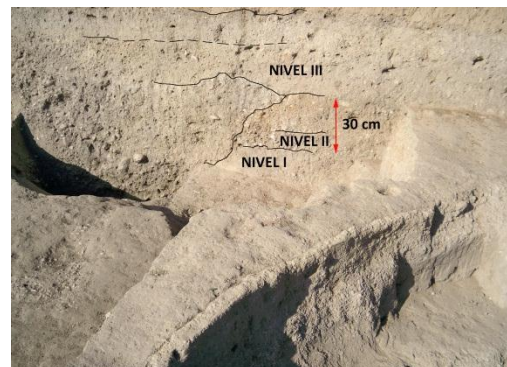


Fig. 7.33. Detalle del Perfil 2 oriental. Área 3/4 Sector 2. En primer término revoco de la estructura E-2121.

Culmina el perfil un conjunto de rellenos de fracciones finas de color marrón que identificamos genéricamente con la unidad III del perfil 1 de este Sector y la unidad II del perfil 1 del Sector 1.

7.3.2.4. Relleno final de la estructura negativa E 2014. Área 3. Sector 2

Para confirmar la hipótesis de que el techo de las estructuras se sitúa en torno al techo del nivel IIb y que es posible que el relleno IIc sea posterior en el área estudiada en torno al perfil 2, se estudia el relleno de la estructura negativa del Neolítico avanzado E 2014, que se halla ubicada próxima al perfil citado (Fig. 7.23 y 7.34). Se trata de una fosa de planta circular con unas dimensiones de entre 2 y 1,66 m de diámetro, y profundidad de 1,08 m. El relleno de esta estructura descrito en el informe arqueológico revela una compleja secuencia de hasta cuatro niveles, el basal sería de “arenas sueltas con gravas” (U.E. 2101), el subsiguiente de “arena suelta marrón” (U.E. 2065), los dos finales serían de “tierra marrón castaño con travertino” (ue. 2043) y “tierra arenosa de color claro, mezclada con gravas y fragmentos de travertino” (U.E. 2015), léase travertino como grava tobácea.



Fig. 7.34. Detalle de la estructura E 2014. Sector 3. La muestra A es el relleno superior de la estructura.

Cuando accedimos a la estructura estaba prácticamente excavada, pero conservaba a techo parte del relleno, descrito como U.E. 2015. Es de esta unidad de donde obtuvimos la muestra para su estudio, que hemos dado en denominar **muestra A**.

7.3.2.5. Relleno basal de la estructura negativa E 2077. Área 4. Sector 2.

Esta fosa, de morfología cóncava, de 2,72 x 2,08 m, conserva un relleno de hasta 0,84 m según el informe arqueológico. Está constituido por la U.E. 2096, a base, objeto de nuestra atención, y la U.E. 2076, a techo. La estructura está sellada por un estrato, la U.E. 2032, que constituye la unidad estratigráfica que se sitúa por encima de las estructuras negativas en este área y está formada por sedimentos de arroyada que afecta a gruesos tobáceos calcáreos que se identifican con los niveles IIc del perfil 1 y III del perfil 2 del Sector 2. (Fig. 7.35).

La **U.E. 2096** constituye el relleno basal de la fosa, está formada por limos masivos de color blanco (10 YR 8/1) con una potencia máxima de 24 cm.

La **U.E. 2076** posee la estructura de un lentejón convexo que colmata el silo cerca del techo. Es un nivel de arenas con manchas oscuras (10YR 6/1) sin carbones, que no supera los 8 cm de potencia.

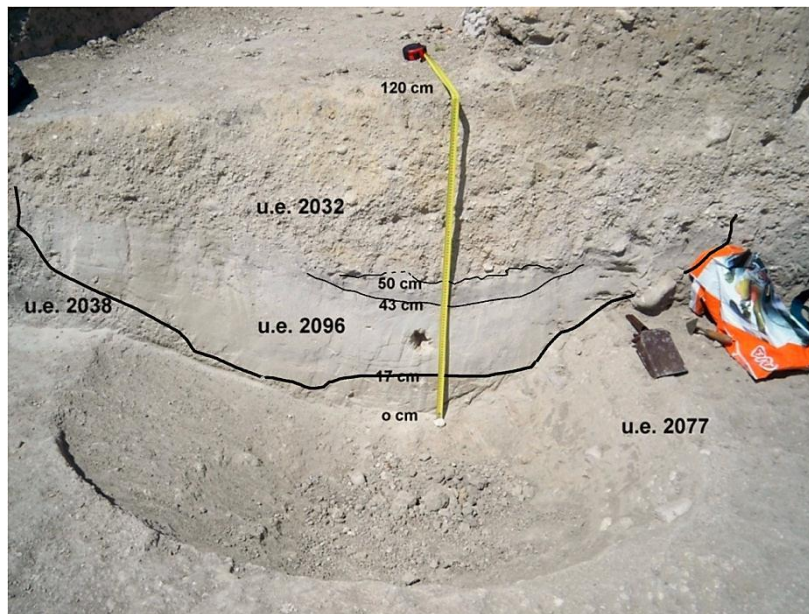


Fig. 7.35. Estratigrafía de la estructura E 2077.

7.3.2.6. Perfil litoestratigráfico 4 (NW). Área 4

En el extremo norte del Sector 2 se pudo documentar, al final del proceso de excavación, un conjunto de niveles de ocupación del Mesolítico reciente fase A. Tras su excavación concienzuda en la cata 4 se preservó un testigo de 225 cm de potencia en su extremo más occidental, con rellenos que incluían, además de los asociados a esta fase de ocupación (aproximadamente 50 cm), un conjunto de rellenos posteriores muy alterados.

Los niveles del Mesolítico se preservaron de forma diferencial, ya que sucesivas etapas de vaciado y relleno deja un conjunto de niveles sin continuidad lateral. Se trata de fases erosivas naturales en el contexto de un pequeño canal en el centro de lo que se ha descrito como una vaguada, de la construcción de las profundas estructuras negativas abiertas durante el Neolítico avanzado y de los trabajos llevados durante la explotación de la cantera.

El **nivel I** está constituido por un sedimento de hasta 25 cm de finos de color gris (2,5 Y 5/2) depositado directamente sobre la terraza fluvial. Incluye carbones, conchuela de gasterópodos continentales y fragmentos de hueso, con algunos cantos y bloques intercalados. Se trata de la U.E. 2235, que incluye abundante material lítico mesolítico (Fig. 7.36).

Sobre este nivel se depositan sedimentos con abundantes bloques, cantos y gravas rodados así como cuantiosos carbones, asociados a las sucesivas pasadas de encachados (hasta cuatro según la propuesta realizada desde la arqueología, aunque no siempre superpuestos). En la descripción de la estratigráfica arqueológica estos encachados de cantos y bloques termoalterados se individualizan separados por rellenos sedimentarios que en el perfil no fuimos capaces de identificar en el perfil estudiado. Se trata de los encachados unidades estratigráficas 2596, 2590, 2579 y 2550/2214, separados por las unidades de sedimentación 2597, 2591, 2580 y 2567. Estos rellenos fueron descritos como “*capas de tierra limo-arenosa de color grisáceo*”, con abundante material arqueológico, especialmente lítico y carbones (Torregrosa Giménez *et al.*, 2011, 63).

El **nivel II** es un depósito sedimentario de fracciones finas de color de color gris (2,5Y 6/2) de hasta 40 cm de potencia. Se corresponde con las unidades estratigráficas 2213 y 2211 que incluyen materiales mesolíticos en posición secundaria y que han sido interpretados como formados tras el abandono y la amortización de las estructuras mesolíticas. Su techo se sitúa a 350,29 m sobre el nivel del mar. “Se trata de capas erosivas que, a pesar de estar alteradas puntualmente por la excavación de las fosas de cronología neolítica, especialmente considerado a partir de algún soporte lítico documentado, podemos inferir que se trata de estratos plenamente mesolíticos, que se formarían tras el abandono y amortización de la fase de ocupación que posteriormente pudimos constatar en los niveles inferiores” (Torregrosa Giménez *et al.* 2011, 62).

El **nivel III** está constituido por la superposición a la serie de un conjunto de niveles con gravas tobáceas con una estratigrafía muy compleja estudiado en otros perfiles.

Dado que cuando se abordó el estudio de esta área la excavación estaba finalizando no fue posible más que una aproximación muy somera al perfil. Si a ello unimos su complejidad estratigráfica, optamos por muestrear la U.E. 2235 (identificada como **nivel I**) y el techo del relleno masivo denominado U.E. 2013/2011, y que nos fue imposible discernir de cual se trataba (identificado como **nivel II**).

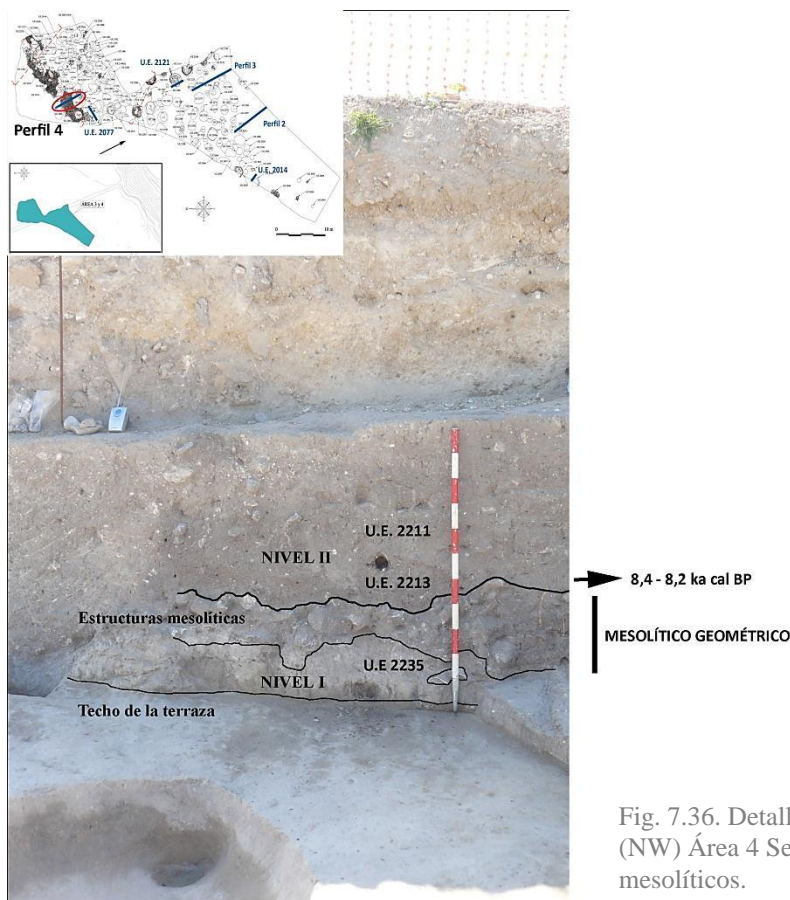


Fig. 7.36. Detalle del Perfil 4 (NW) Área 4 Sector 2. Niveles mesolíticos.

7.3.3. Síntesis estratigráfica

Dada la compleja correlación entre perfiles presentamos en la Tabla 7.4 una síntesis de las relaciones cronoestratigráficas de los niveles estudiados.

DATACIÓN	Sector 1					Sector 2				
	Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 5	Área 2 Perfil 1	Área 3 Perfil 2	Área 3/4 Perfil 3	Área 4 Perfil 4	Área 3 U.E. 2014	Área 3/4 U.E. 2077
Ka BP										
5,0-0,0	NIVEL II					NIVEL III				
6,3-5,8						NIVEL Iic	NIVEL III (NIVEL B)		(U.E. 2015)	(U.E. 2096)
						NIVEL Iib				
						NIVEL Iia	NIVEL II			
6,6-6,3					NIVEL V (U.E. 2006)	NIVEL I (U.E. 2009)	NIVEL I			
7,3-7,1	NIVEL A									
			NIVEL III (U.E. 1012)	NIVEL A2 (U.E. 1010)						
	NIVEL I	NIVEL III								
		NIVEL II	NIVEL II	NIVEL A1						
8,4-8,2										
TECHO DE TERRAZA		NIVEL I	NIVEL I	NIVEL B				NIVEL II NIVEL I		

Tabla 7.4. Síntesis estratigráfica de los perfiles estudiados.

7.4. SEDIMENTOLOGÍA

7.4.1. Sector 1

7.4.1.1. Perfil litoestratigráfico 1. Área septentrional del Sector 1

El **nivel I**, a base, está formado por arcillas y limos de color negro con agregados muy resistentes. Apenas contiene gravas de caliza angulosa (1,73%) como fracción gruesa, y las arenas, escasas, son preferentemente finas, formadas por cuarzos subrodados mate y angulosos, caliza y costras calcáreas. El porcentaje de carbonatos es relativamente bajo (26,7%) y el de materia orgánica relativamente alto (1,67%), lo que explica en parte la intensa coloración negra, que pudiera responder también a la precipitación de manganeso (Fig. 7.37).

La distribución textural de este depósito muestra que el medio de transporte sedimentario que le dio origen es un flujo hídrico de muy baja energía, en un contexto fluvial o de semiencharcamiento, con concentración en las fracciones más finas (más del 58% en las arcillas más finas), y algunas arenas finas y limos con una distribución poco selectiva.

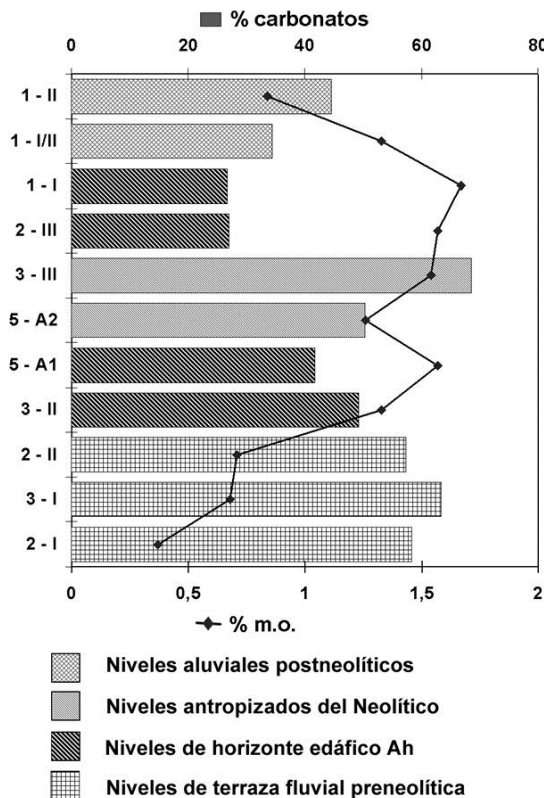


Fig. 7.37. Porcentajes de materia orgánica y carbonato cálcico en perfiles del Sector 1.

Estos poseen con una moda secundaria en los limos más gruesos, pero con porcentajes tan escasos (6,6%) que parecen asociarse a una fase de transporte en masa poco relevante respecto al total del sedimento. Ello podría explicar la asimetría negativa y la marcada platocurtosis. Predomina pues la fase de decantación, curva acumulativa hiperbólica (Fig. 7.44), que pudiera corresponderse con un llano de inundación o zona encharcada de forma permanente o estacional (Fig. 7.38 y 7.39).

El **nivel A** forma un conjunto con rasgos transicionales entre los niveles I y II. Se trata de un sedimento limoarenoso con abundantes arcillas de color gris oscuro. Sin fracción gruesa relevante. Un 1,3% de gravas calcáreas de color blanco subredondeadas y algunos nódulos de carbonato o micelios. Desciende el porcentaje de materia orgánica y asciende ligeramente el de carbonatos.

La distribución textural muestra la concentración de fracciones en las arcillas más finas, lo que denota de nuevo la existencia de un proceso de decantación, aunque matizado ya que la curva acumulativa es suavemente sigmoidal y la semiprobabilística está segmentada entre la fracción en saltación y la fracción en suspensión. También son

frecuentes las arenas más finas y los limos más gruesos, que se incrementan en cerca de un 10%, formando una moda secundaria. Ello hace que aumente el tamaño medio y se reduzca la platocurtosis y la asimetría negativa (en este caso identificamos una muy marcada cola de fracciones gruesas). La fracción limosa tiene una distribución muy anómala, aunque en general el sedimento posee una distribución coherente con la existencia de un flujo de baja energía.

El **nivel II** está formado por limoarcillas de color marrón con algunos cantos calizos (9,82%) y gravas (2,2%) rodados de litología calcárea de color blanco y anaranjado, muy alterados y con pátinas blanquecinas. Las arenas finas y los limos son más abundantes, aunque el nivel emparenta genéticamente con el nivel I.

El porcentaje de materia orgánica es algo inferior pero sigue siendo elevado (0,8%). Aumenta el porcentaje de carbonatos (44,5%). El color marrón, muestra que se ha producido una sedimentación en condiciones subaéreas, en las que el hierro se oxida intensamente.

El medio sedimentario, muy rico en arcillas muy finas, es sutilmente distinto al que dio origen al nivel I y el nivel A, aunque posee parámetros texturales muy similares a los de este último. En la fracción fina se observa un incremento significativo de los limos, con una distribución en cierto modo resultado de un flujo de baja energía. Ello unido a la relativa abundancia de cantos, revela que se trata de un sedimento que forma parte de un aporte aluvial, arroyadas difusas en un medio de muy baja pendiente.

7.4.1.2. Perfil litoestratigráfico 2. Interior del Sector 1

El **nivel I** es de textura franca, con apenas el 36,81% de arcillas y sin fracción gruesa. El porcentaje de carbonatos es elevado, próximo al 60%, y el de materia orgánica es muy bajo (0,37%) (Fig. 7.37).

La distribución textural muestra unos parámetros gráficos que indican una muy baja clasificación, platocurtosis y simetría, resultado de un flujo hídrico de baja velocidad y muy poco selectivo. La frecuencia de fracciones de tamaño muy diverso nos lleva a proponer que se corresponde con una colada de barro, posible *mud flow*, generada en un contexto fluvio/aluvial (Fig. 7.38). Esta unidad estratigráfica posee más al sur pasadas de cantos muy rodados y claramente imbricados que se asocian a barras fluviales de cauce *braided*, lo que indica que se trata, a pesar de sus rasgos, de un sedimento fluvial, posiblemente asociado a un llano de inundación a techo de terraza.

El **nivel II** es el intermedio. Se trata de limoarenas y arcillas de color gris de croma muy bajo y alto valor, que parece indicar cierto lavado de materiales asociados a la hidromorfía (posible formación de un suelo tipo gley). Algunos agregados son de color gris verdoso. El porcentaje de materia orgánica es algo más elevado que en el nivel base. El de carbonatos es muy similar (Fig. 7.37). Los parámetros texturales señalan hacia una mejora en la clasificación y un incremento de la platocurtosis. La importante acumulación de fracciones en las arenas finas / limos gruesos parece indicar la existencia de un flujo algo energético de llano de inundación o sector distal de un glacis.

El **nivel III** es de arcillas con algunas arenas finas y limos de color negro verdoso. Incluye agregados arcillosos de tonos más claros y algunas gravas rodadas alteradas

(0,4%). Su color es de gran significación, ya que se corresponde con un gley, que refuerza la hipótesis del desarrollo de formaciones edáficas gley en esta parte del yacimiento. La materia orgánica es del 1,57% y el porcentaje de carbonatos bastante bajo, del 23%. Las arenas son finas de cuarzo brillante angulosa / subangulosa, y de caliza blanca / beige subredondeada. Su distribución textura muestra el predominio de las arcillas más finas, resultado de un proceso de decantación. Efectivamente, presenta una gran acumulación en las arcillas de menor tamaño y una moda secundaria en la fracción de arenas muy finas 4 phi, que revela la existencia de un flujo bimodal o segmentado de baja a nula energía, idéntico al propuesto para la muestra I del Perfil I. También son similares los parámetros estadísticos y los rasgos de la curva acumulativa.

7.4.1.3. Perfil litoestratigráfico 3. Estructura U.E. 1012. Interior del Sector 1

El **nivel I** es de limoarenas sin fracción gruesa. Los porcentajes de carbonato son elevados, por encima del 63%, y los de materia orgánica moderadamente bajos, próximos al 0,7% (Fig. 7.37). El análisis morfosκόpicó de la arena indica que se trata de cuarzos brillantes subangulosos y de calizas blancas y beige subrodadas.

La distribución textural muestra un carácter bimodal, por un lado se observa una buena clasificación en la fracción arena fina y limo grueso, que denotan la acción de un flujo hídrico de baja energía, como queda expresado en la curva acumulativa sigmoidal y el segmento en reptación observado en la curva de Visher (1969) (Fig. 7.38 y 7.39). Por otro, la cola de finos indica la existencia de una fase importante de decantación asociada al flujo. Entre ambas, la abundancia de fracciones diversas mal clasificadas de limos, e incluso de arenas medias, parece señalar que se trata en parte de un flujo de barro. Se trataría pues de un sedimento de origen mixto. La simetría y pronunciada platocurtosis emparenta este sedimento con el nivel I del perfil 2. Se corresponde como en otras unidades identificadas con un sedimento de llano de inundación o extremo distal de abanico aluvial.

El **nivel II** es el intermedio. Se trata de limoarenas y arcillas de color gris oscuro de croma muy bajo y moderado valor (7,5YR 4/1). No forma agregados y la fracción gruesa es irrelevante (un 0,1%). Como en el perfil anterior el porcentaje de materia orgánica es algo más elevado que el nivel base, un 1,33%. El porcentaje de carbonatos baja hasta un 49,3%. La fracción arenosa es de cuarzo brillante y anguloso y subanguloso, y de caliza blanca y beige subrodada.

La importante acumulación de fracciones arcillosas parece indicar el predominio de los procesos de decantación, con una concentración de fracciones en arenas finas y limos que le concede un carácter bimodal, con concentración de partículas en las arenas finas y limos gruesos y en las arcillas, así como heterometría en limos finos; ésta última más marcada que en nivel anterior, rasgo típico de los tramos distales de los glaciares y de los llanos de inundación.

El **nivel III** es de arcillas con algunas arenas finas y limos de color gris oscuro oliva, que en cierto modo emparenta con horizontes A de suelos gley.

A techo incluye cantos rodados muy alterados por procesos de disolución superficial (un 67,64% del total de la muestra de laboratorio). Las arcillas constituyen la matriz de la

estructura. La fracción grava es del todo irrelevante, 0,08%, y es de caliza blanca angulosa. Forman parte de la estructura arqueológica U.E. 1012 (Tablas 7.5 y 7.6).

Estructura 1012 - Perfil 3 - Sector 1					
Cantos procedentes de la muestra de laboratorio					
Tamaño Cm	Número	Peso	% peso	Litología	Redondeo / alteración
5/6	2	31,76	63,52	caliza microcristalina	fragmentos con fractura fresca de cantos rodados con pátinas blancas
6/7	2	82,34	164,68	caliza microcristalina	

Tabla 7.5. Fracción gruesa estudiada en el laboratorio de la U.E. 1012. Perfil 3. Sector 1.

Estructura 1012 - Perfil 3 - Sector 1 - Cantos medidos <i>in situ</i>			
Tamaño	Número	Litología	Redondeo
2/3	2	caliza microcristalina blanca y beige	redondeados, subredondeados
3/4	3	caliza microcristalina blanca y beige	subredondeados y anguloso por rotura de redondeado
4/5	1		redondeado
7/8	1		subredondeados
11/12	1		redondeado

Tabla 7.6. Fracción gruesa estudiada en el campo de la U.E. 1012. Perfil 3. Sector 1.

Los cantos no parecen presentar rasgos de combustión, aunque es posible que las fracturas documentadas se deban a cambios bruscos de temperatura. En el proceso de excavación se documentó sobradamente la termoalteración de esta fracción en la mayor parte de las estructuras (Torregrosa Giménez *et al.*, 2011, 89).

La materia orgánica es del 1,54% y el porcentaje de carbonatos, a diferencia de lo observado en otros contextos similares, es muy elevado, resultado tal vez de la presencia de cenizas y microcarbones en su fracción fina, así como del posible aporte derivado de los procesos de disolución de los cantos muy alterados que forman parte de la estructura. Cabe destacar aquí que la fracción arenosa está constituida por arena fina de cuarzo brillante angulosa / subangulosa, y de caliza blanca / beige subrodada, escasas arenas termoalteradas, conchuela y restos de microcarbones.

Su distribución textura muestra un carácter polimodal con acumulación de fracciones en arenas finas y limos gruesos y en arcillas finas, separándose del modelo típico de un sedimento del extremo distal de un glacis o estructura sedimentaria aluvial similar. La asimetría negativa, platocurtosis y cierta mejora en la clasificación, vinculan este nivel al estudiado a techo del perfil 2.

7.4.1.4. Perfil litoestratigráfico 5. Estructuras U.E. 1010. Interior del Sector 1

De este perfil sólo se analizaron las muestras procedentes de los subniveles A1 y A2.

El **subnivel A1** es la base del horizonte edáfico. Se trata de limoarenas sin fracción gruesa. Un fragmento de malacofauna continental y una única grava de caliza redondeada. Los porcentajes de carbonato son elevados, por encima del 41%, y los de materia orgánica son altos, 1,52% (Fig. 7.37). Las arenas son de cuarzo brillante y mate angulosa / subangulosa, y de caliza blanca / beige subredondeada.

La distribución textural muestra un carácter bimodal, por un lado se observa la ya recurrente buena clasificación en la fracción arena fina y limos gruesos, que denotan la acción de un flujo hídrico de baja energía (aunque menos marcada que en otras ocasiones), y por otro, la cola de finos que indica la existencia de una fase importante de decantación posterior al flujo (Fig. 7.38 y 7.39). Los rasgos y parámetros texturales son similares en este caso a los identificados como intermedios en los anteriores perfiles.

El **subnivel A2** está constituido por un sedimento de textura franca de color gris oscuro de bajo cromatismo, con abundante fracción gruesa de cantos (42,81%) y gravas (15,61%). Son elementos calizos rodados, subangulosos y subrodados muy alterados, que en el caso de los cantos con frecuencia alcanzan tamaños de más de 5 cm de eje principal (Tablas 7.7 y 7.8).

Materia orgánica con porcentaje elevado pero inferior al del nivel A1. En cambio los carbonatos son ligeramente más abundantes. Arenas finas de cuarzo brillante y de caliza blanca/beige rodados. Abundantes arenas medias rodadas de caliza y calcarenita. Muy abundantes rasgos de termoalteración en calizas y cuarzos. Óxidos de hierro y microcarbónes.

En la distribución textural se observa que no existe una concentración de fracciones en ningún tamaño (excepto en las arcillas más finas). Se incrementa la asimetría negativa y empeora la clasificación. La platocurtosis se reduce por la gran concentración en las fracciones más finas (cerca del 30% del total de la fracción fina). Se diría que se trata de una colada de fangos muy poco selectiva. La curva semiprobabilística no segmentada parece señalar hacia una única población transportada en forma de flujo (Fig. 7.39). Se trataría de un sedimento de algún modo alterado por la acción humana, dado que forma parte de una estructura arqueológica. La presencia de óxidos de hierro estaría vinculada a procesos de alteración térmica o a la existencia de procesos de oxidación.

Subnivel A2 - estructura 1010 - Perfil 5 - Sector 1					
Cantos incluidos en la muestra de laboratorio					
Tamaño Cm	Número	Peso	% peso	Litología	Redondeo / alteración
1/2	12	24,91	13,94	caliza microcristalina blanca y beige	subangulosos con pátinas blancas, muy alterados por la acción del fuego. Rupturas angulosas resultado de termoclastia?
2/3	11	55,19	30,89		
3/4	3	32,86	18,39		
4/5	2	9,26	5,18		
5/6	1	56,43	31,59		

Tabla 7.7. Fracción gruesa estudiada en el laboratorio de la U.E. 1010. Perfil 5. Sector 1.

Estructura 1010 - Perfil 5 - Sector 1 - Cantos medidos <i>in situ</i>			
Tamaño	Número	Litología	Redondeo
4/5	1	caliza microcristalina blanca	subangulosos y subredondeados
5/6	4		
6/7	3		subredondeados
7/8	5		redondeados
8/9	1		subangulosos
9/10	2		
10/11	1		

Tabla 7.8. Fracción gruesa estudiada en el campo de la U.E. 1010. Perfil 5. Sector 1.

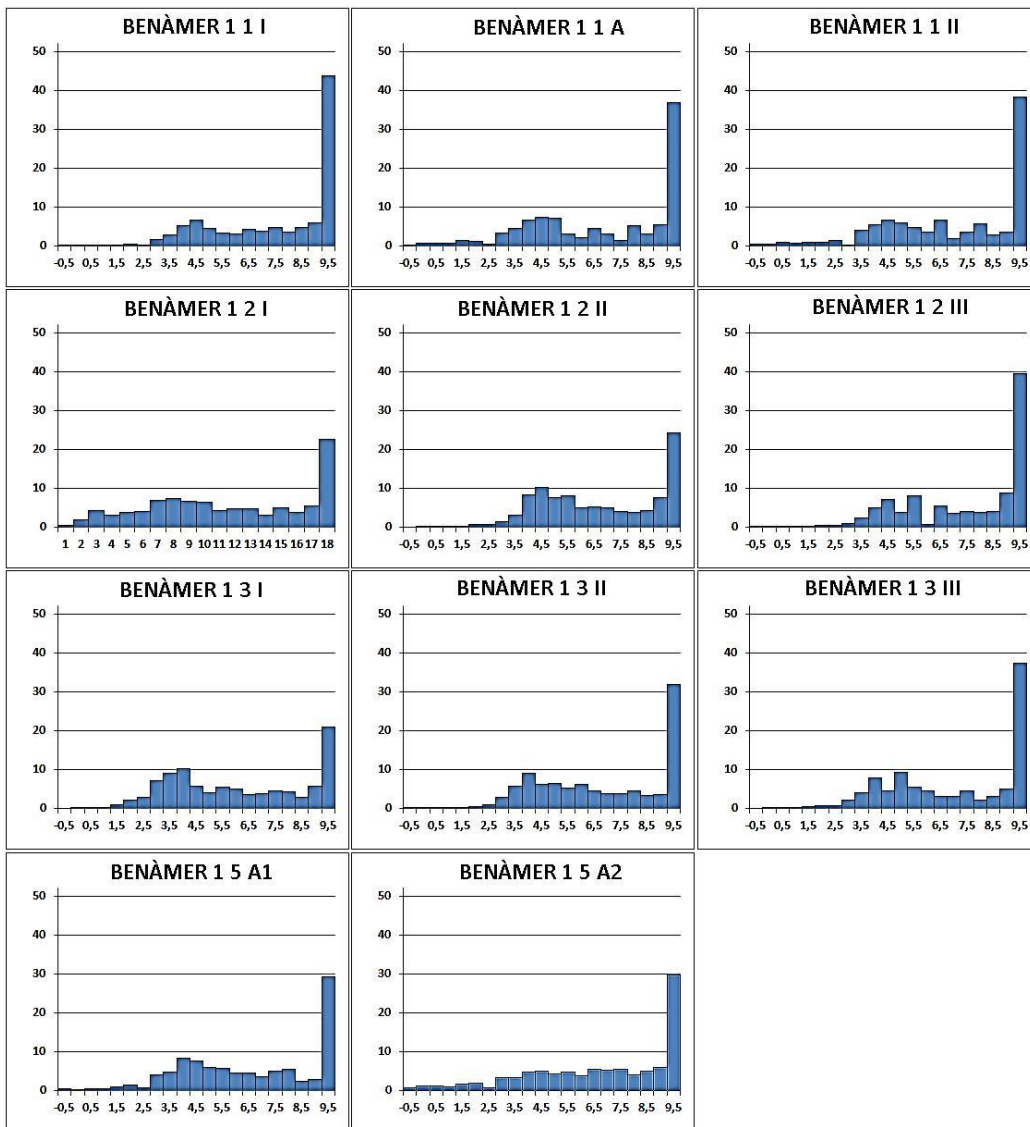


Fig. 7.38. Histogramas texturales de las muestras analizadas en los perfiles del Sector 1 de Benàmer.

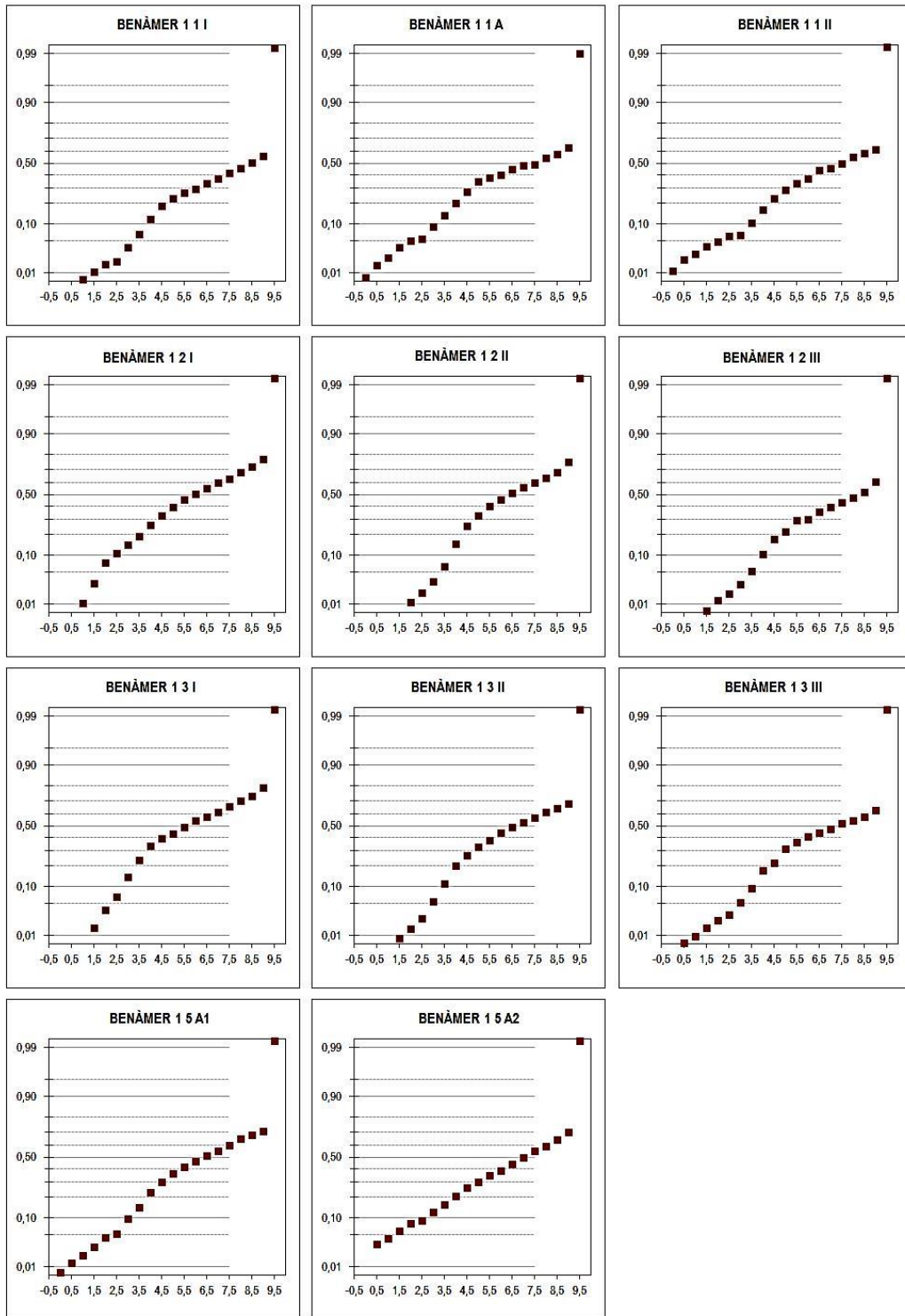


Fig. 7.39. Curvas semiprobabilísticas texturales de las muestras analizadas en los perfiles del Sector 1 de Benàmer.

7.4.2. Sector 2

7.4.2.1. Perfil litoestratigráfico 1. Área 2

La muestra estudiada en el laboratorio es el estrato de arcillas gris oscuro del **nivel V**, U.E. 2006. Se trata de limoarcillas de color gris muy oscuro (2,5Y 3/1) situada a entre 150 y 155 cm de profundidad (su techo está a 350,94 metros sobre el nivel del mar). Incluye cantos (7,95%) y gravas rodadas (1,74%) que forman parte de una de las pasadas fluviales/aluviales identificadas en el perfil y que consideramos previas al proceso edáfico.

El porcentaje de materia orgánica es el más elevado de todos los conjuntos estudiados (1,95%). El porcentaje de carbonatos es en cambio de los más bajos (29,3%). Parece corresponderse con un horizonte húmico de carácter úmbrico similar al descrito en el Sector 1, aunque se observa un mayor desarrollo edáfico.

La distribución textural bimodal de la fracción fina indica la existencia de una doble velocidad en el flujo que generó el depósito. Se trataría de una corriente de muy baja energía que selecciona y deposita arenas muy finas, y un estancamiento que dio origen a la sedimentación de arcillas. Sus parámetros texturales son idénticos a los de la muestra III del Perfil 3 y similares a la unidad A2 del Perfil 5 del Sector 1, ambas asociadas a un horizonte edáfico superficial enterrado (Fig. 7.42 y 7.43).

7.4.2.2. Perfil litoestratigráfico 2 (occidental). Área 3/4

El **nivel I** está constituido por limos y arcillas con arenas finas sin fracción gruesa (las escasas gravas son agregados de carbonatos). El porcentaje de materia orgánica es relativamente bajo (0,71%), lo cual resulta llamativo, dado el color oscuro de la muestra (Fig. 7.40). El porcentaje de carbonatos es también y de manera destacada, el más bajo con diferencia de los estudiados (18,6%), que en un medio calcáreo como en el que se inserta, solo puede significar procesos edáficos de lavado en contexto hidromorfo. Ello a su vez explica el color oscuro, que debemos asociar a la fijación del manganeso en un contexto de encharcamiento discontinuo.

La distribución textural tiene carácter bimodal muy marcado, resultado de la deposición del sedimento por un flujo de moderada energía, con una moda en torno a 4,5 phi de cerca del 16% del total de la muestra, que pierde velocidad hasta detenerse y dar lugar a procesos de decantación. La curva semiprobabilística tiene tres claros segmentos separados por puntos de ruptura asociados a la población transportada en reptación, saltación y suspensión. Asimetría positiva asociada a la presencia de cola de finos de medio fluvial, moderada clasificación y marcada platocurtosis.

El **nivel IIa** está constituido por arenas y limos con abundantes concreciones carbonatadas concéntricas en forma más o menos esférica y tubular (se trata de fragmentos tobáceos calcáreos o travertínicos) que se concentran en la fracción grava (24% del total).

El porcentaje de materia orgánica es similar al de la unidad basal, pero en cambio el de carbonatos supera el 74%, como resultado de un importante aporte de restos concrecionados tobáceos. La distribución textural muestra una marcada moda en las fracciones de arenas gruesas (más del 46%) y una secundaria en las fracciones limos

gruesos. Las arenas gruesas, gravas y cantos presentan un flujo de alta energía. Los limos y arcillas, con una muy mala clasificación, parecen indicar que se produce una segunda fase sedimentaria en la que predomina la decantación. La asimetría es positiva, claramente fluvial, y la platocurtosis elevada. Se incrementa de manera significativa el tamaño medio.

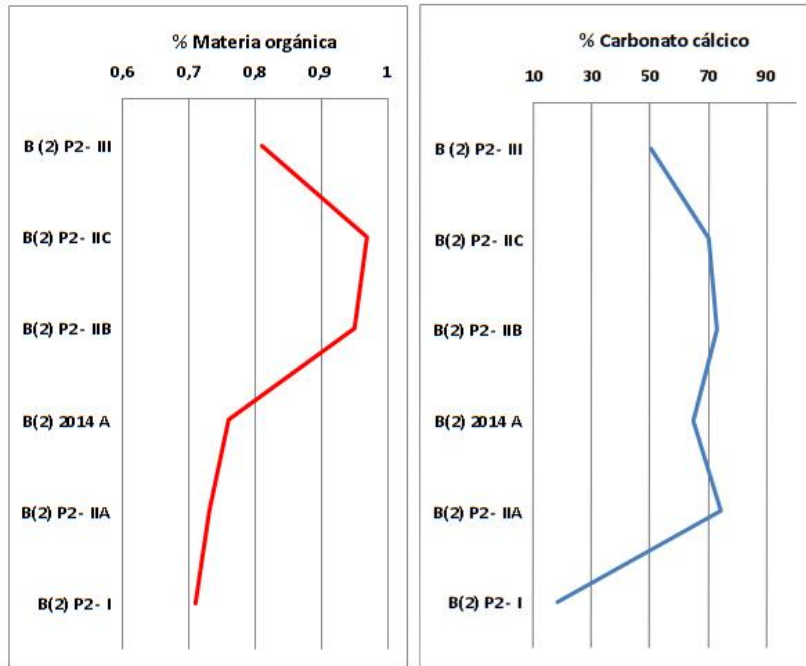


Fig. 7.40. Porcentajes de materia orgánica y carbonato cálcico del Perfil 2 del Sector 2.

Las concreciones, aparentemente formadas en el contexto de una toba travertínica posiblemente pleistocena, se movilizaron de partes altas del sistema de terrazas del río Serpis (más próximas a los relieves) hasta este sector.

El **nivel IIb** se superpone al anterior. Está constituido por concreciones carbonatadas similares a las descritas en el nivel subyacente (concéntricas en forma más o menos esférica, tubular y filamentosas), con tamaño canto y grava (un 30% del total). Los envuelve una matriz arenosa de color gris marrón suave. El porcentaje de materia orgánica asciende hasta 0,95%, y el de carbonatos se mantiene muy elevado (72,9%). La fracción fina muestra el predominio de arenas de todos los tamaños aunque en menor porcentaje (42% del total). Se reduce sutilmente el tamaño medio y se mantienen los parámetros de clasificación, asimetría positiva y platocurtosis.

El **nivel IIc** culmina la serie de niveles ricos en fracción gruesa de carácter tobáceo. Está formado por arenas y arcillas acompañadas de gravas y cantos. El porcentaje de materia orgánica asciende sutilmente (0,97%) y el de carbonatos desciende también ligeramente (70,1%) respecto a los valores de los niveles subyacentes. La distribución y parámetros texturales son también muy similares, por lo que cabe señalar que las principales diferencias están en el tono, un valor algo más elevado (más luminoso) en este que en el

anterior, y una disminución de la energía del medio que transporta (dado el relativo descenso de fracciones gruesas hasta el 15% del total).

El **nivel III** está formado por limoarcillas de color marrón con algunos cantos y gravas de caliza, angulosos, subangulosos y ocasionalmente rodados, distribuidos aleatoriamente por el sedimento. La materia orgánica se sitúa en torno al 0,81% y los carbonatos descienden hasta el 50,34%. La distribución textural de la fracción fina muestra el predominio de las arroyadas muy difusas, con intensos procesos de decantación, que identificamos con un glacis por la presencia de fracción gruesa poco procesada, no fluvial (Tabla 7.10). Datos que se pueden asimilar a los de la muestra estudiada del relleno a techo en el sector 1, datado en parte en época ibérica, con el que sería correlacionable.

Cantos. Sector 2 - Área 3/4. Perfil 1 Nivel III					
Tamaño	Número	Peso	% Peso	Litología	Redondeo
1/2	6	13,98	26,64	caliza blanca, gris, beige y calcarenita ocre.	anguloso (66,6%), subangulosos (16,6%) y subredondeados (16,6%)
2/3	2	7,78	14,83		subredondeados (75%) y redondeados (25%)
3/4	2	24,5	46,69		angulosos
4/5	1	6,21	11,84		subanguloso

Tabla 7.10. Cantos del nivel III del Perfil 2. Sector 2.

7.4.2.3. Perfil 3 (oriental). Área 3/4. Sector 2

Se han analizado los niveles I, II y III, así como una de las subunidades B del relleno de la estructura E 2093.

El **nivel I** es de textura franca, con apenas el 38,74% de arcillas, y sin fracción gruesa. El porcentaje de carbonatos es moderadamente bajo, próximo al 45%, y el de materia orgánica es del 0,60% (Fig. 7.41).

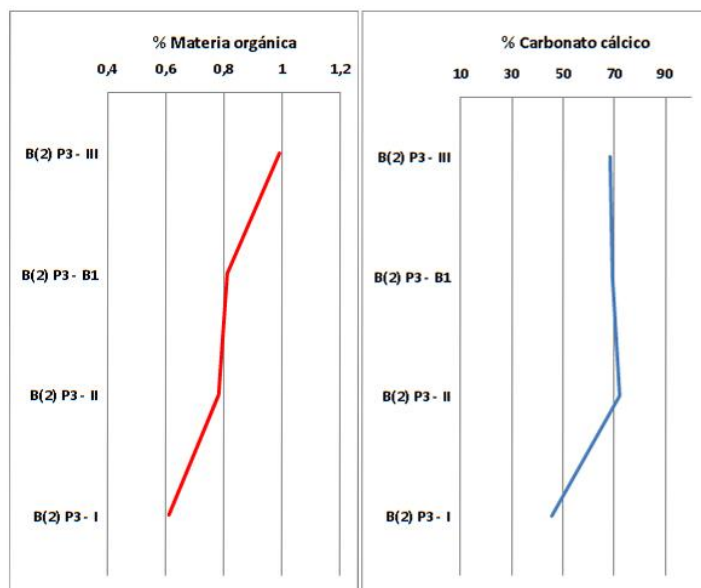


Fig. 7.41. Porcentajes de materia orgánica y carbonato cálcico del Perfil 3 del Sector 2.

La distribución textural muestra unos parámetros gráficos que indican una muy baja clasificación, platocurtosis y simetría, resultado de un flujo hídrico polimodal de baja a nula energía, muy poco selectivo (Fig. 7.40 y 7.41). La frecuencia de fracciones de tamaño muy diverso nos lleva a proponer que se corresponde con una colada de barro, posible *mud flow*, generada en un contexto fluvio/aluvial. Emparenta con la muestra estudiada en la base de la secuencia de niveles del Sector 1. Como en aquella ocasión se documentan en algunos sectores pasadas de cantos muy rodados imbricados que se asocian a barras fluviales. Se trata, a pesar de sus rasgos, de un sedimento fluvial, posiblemente asociado a un llano de inundación a techo de terraza.

El **nivel II** está constituido por concreciones carbonatadas similares a las descritas en los niveles II del Perfil 1, con tamaño grava tobácea (13,11%) y canto (un 12,43%). Estos últimos son preferentemente de caliza redondeados. Los envuelve una matriz arenosa de similares características a las de las gravas. El porcentaje de materia orgánica asciende hasta el 0,78% y el de carbonatos hasta un 72,47%. La fracción fina muestra el predominio de arenas de todos los tamaños (más del 45% del total). La distribución y parámetros texturales muestran una asimetría positiva, platocurtosis y un incremento del tamaño medio respecto al nivel basal. Posee fracciones en todos los rangos de tamaño lo que parece indicar que se corresponde con un flujo hídrico viscoso. En este sentido se diferencia de los rasgos de las unidades las unidades II estudiadas en el perfil opuesto (perfil 1 del Área 3, Sector 2), que poseen aspecto y cota estratigráfica similar.

De la secuencia compleja que culmina este perfil hemos analizado el **nivel III**, que parece sellar la estructura negativa objeto de atención. Está formado por arenas y arcillas acompañadas de gravas, en su mayoría fragmentos de toba (un 14,47% del total) y algunos cantos calcáreos rodados. El porcentaje de materia orgánica asciende sutilmente (0,99%) y el de carbonatos desciende también ligeramente (68,54%) respecto a los valores de los niveles subyacentes, como ocurría entre los niveles II del perfil opuesto. La distribución textural muestra una distribución franca. Los parámetros texturales varían sutilmente, en concreto se identifica una marcada asimetría negativa. Las principales diferencias respecto al nivel II están, además de en la reducción de la fracción gruesa, y de nuevo, en los cambios en el tono del color, que posee un valor algo más elevado.

Se analizó el **nivel B1**, que forma parte del relleno de la estructura negativa 2093. Se trata de un sedimento muy similar al anterior en lo que respecta al color y a la textura. Los cantos y gravas de detríticos tobáceos suponen cerca del 19% del total. Los porcentajes de materia orgánica y carbonatos poseen valores situados entre los obtenidos para los niveles II y III. Desde el punto de vista textural tiene una distribución compleja, polimodal, con concentración de fracciones en arenas gruesas y medias mal clasificadas, y sendas modas en torno a las arcillas finas y a limos de tamaño 4,5 phi. Los parámetros texturales se asemejan a los documentados en otros niveles con gravas y arenas gruesas tobáceas.

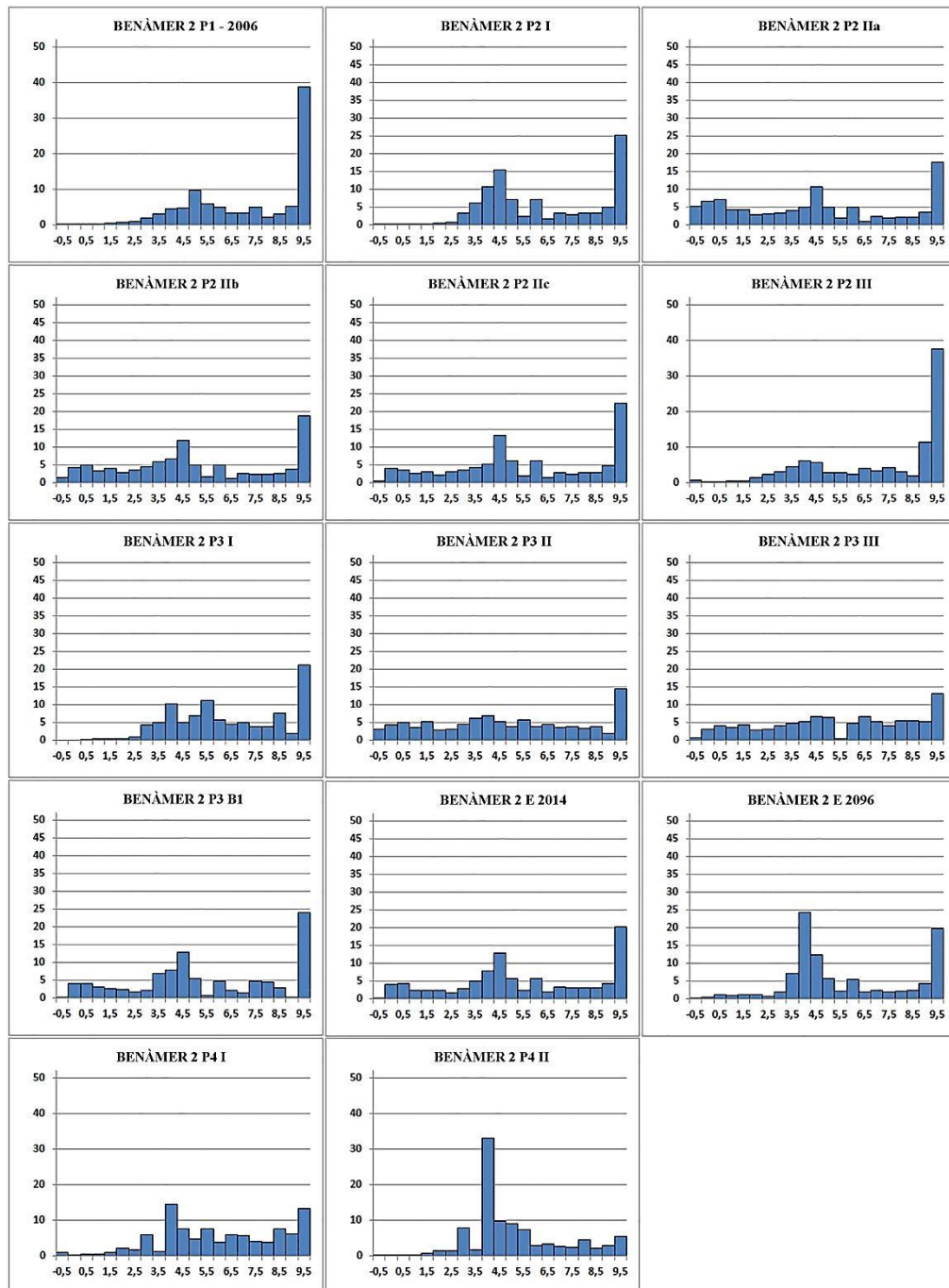


Fig. 7.42. Histogramas texturales de las muestras analizadas en los perfiles del Sector 2 de Benàmer.

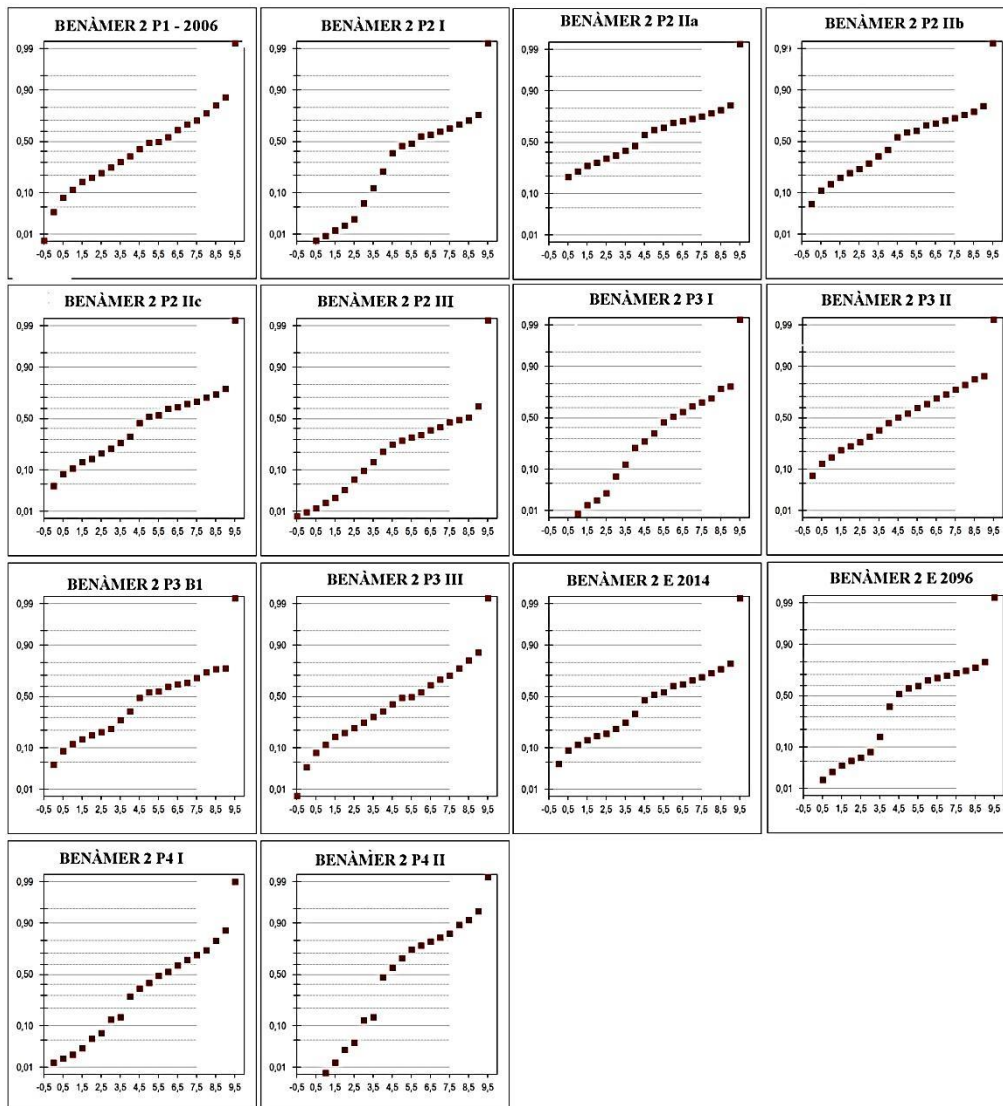


Fig. 7.43. Curvas semiprobabilísticas texturales de las muestras analizadas en los perfiles del Sector 1 de Benàmer.

7.4.2.4. Relleno final de la estructura negativa E 2014. Área 3

La **muestra A** se corresponde con el relleno del techo de la estructura. Está formada por un material heterométrico muy consistente, ligeramente cementado, de color gris marrón suave (10YR 7/2), con presencia de cantos subrodados, agregados carbonatados tubulares y cilíndricos (uno 33% del total) en matriz areno/arcillosa. La distribución textural de la fracción fina muestra granoselección en la fracción arena fina y limo grueso, así como sendas colas de arcillas y arenas, que denotan su deposición en el contexto de un flujo con energía alternante, de moderada a mínima (Fig. 7.42 y 7.43). Es muy parecida a IIC del perfil 2. El porcentaje de la materia orgánica es del 0,76% y el de carbonatos del 65%.

7.4.2.5. Relleno basal de la estructura negativa E 2077. Sector 2. Área 4

El subnivel de relleno constituido por la **U.E. 2096** es de limos de color blanco sin fracción gruesa. El porcentaje de materia orgánica es relativamente bajo (0,51%) y los carbonatos son en cambios muy elevados (76,8%), lo que podría ser coherente con un origen asociado a cenizas. Pero la escasa fracción arenosa es calcárea no quemada y los porcentajes citados son concordantes con los resultados obtenidos para los niveles II del perfil 2. La distribución textural muestra la concentración de porcentajes en fracciones limosas (Fig. 7.42 y 43). El 24% del total de la muestra está en la fracción 4 phi, y el 50% del total entre las fracciones 3,5 y 5 phi, que interpretamos como resultado de procesos eólicos.

7.4.2.6. Perfil litoestratigráfico 4. Área 4

El **nivel I** o basal está constituido por limoarcillas de color gris sin fracción gruesa. El porcentaje de materia orgánica es elevado (1,58%), así como el de carbonatos (67,4%). La fracción arenosa es subredondeada de calizas y cuarzos brillantes y mates en porcentajes similares. La distribución textural muestra rasgos de facies de arroyada / aluviales con una importante fracción de arenas finas, aunque los rasgos de los limos parecen asociarlo a una posible colada (Fig. 7.42 y 7.43). La mala clasificación puede ser resultado de la participación antrópica en su génesis. Ello determina el elevado porcentaje de fracciones orgánicas, que en este caso pudiera no ser edáfico.

El **nivel II** o cenital está constituido por limoarcillas también de color gris sin fracción gruesa. El porcentaje de materia orgánica es bajo (0,26%) y el de carbonatos elevado (65,6%). La fracción arenosa, muy clasificada, es subredondeada de calizas y cuarzos brillantes y mates en porcentajes similares. La distribución textural muestra el predominio arenas, con una singular concentración de porcentajes del tamaño 4 phi (34%), que hace que la leptocurtosis sea muy pronunciada y que nos hace pensar en procesos eólicos. La fracción arcillosa es significativa y refleja procesos de decantación aunque de bajo porcentaje.

7.4.3. **Evaluación conjunta de algunos parámetros e índices relevantes**

Se ha analizado de forma conjunta una serie de variables y parámetros que son relevantes en la interpretación de los niveles estudiados. Se ha aplicado un análisis de clasificación jerárquica Clúster con el objeto de discernir agrupaciones de sedimentos, y sendas aproximaciones de análisis de dos variables que han sido instrumento de interpretación en los estudios sedimentológicos. Al tiempo se presentan conjuntamente las curvas texturales semiprobabilísticas y los datos de porcentajes de materia orgánica y de carbonatos, que nos permiten generar asociaciones de niveles del todo relevantes.

El análisis Clúster muestra agrupaciones de singular interés. Los niveles con fracciones gruesas tobáceas del Sector 2 forman dos conjuntos de muestras relacionados, a los que se añade la U.E. 2096 (grupo b en Tabla 7.11). Por su parte, los niveles basales de los sectores 1 y 2, se presentan en dos grupos también conectados, en los que se incluye las muestras III del perfil 2 y A1 del perfil 5 del Sector 1, identificadas como parte de formaciones edáficas húmicas (a). Estas por su parte también conforman una unidad, en la que se incluye el nivel intermedio del perfil 1 del Sector 1 (c). Finalmente, tres de las muestra analizadas poseen rasgos particulares, distintos al resto (d). Se trata del nivel III del perfil 2 y del nivel II del perfil 4 del Sector 2 y el nivel A2 del perfil 5 del Sector 1. Este último forma parte de un estrato antrópico.

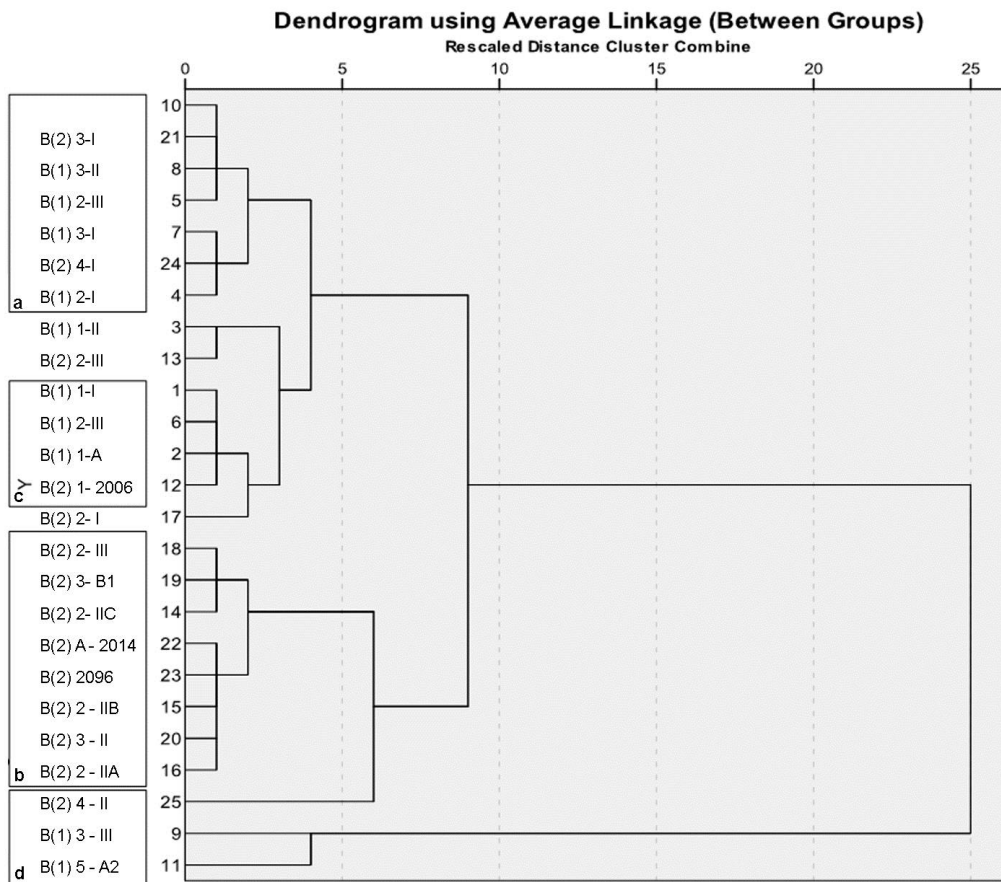


Tabla 7.11. Agrupación Clúster de las muestras analizadas

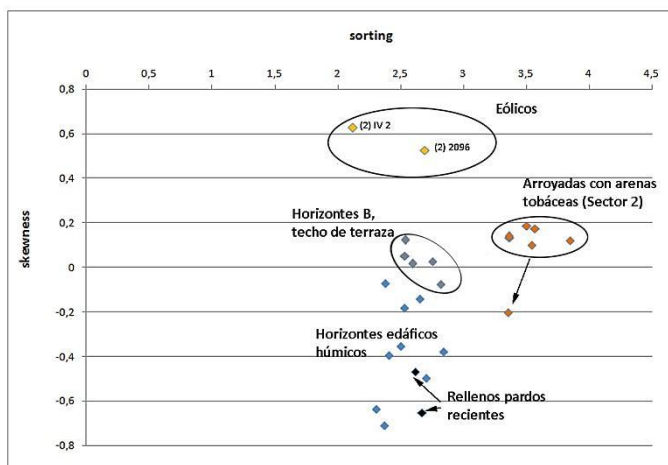


Fig. 7.44. Relaciones entre los índices texturales de asimetría y clasificación.

La relación entre asimetría y clasificación muestra un rango bajo de variación en la clasificación, con valores entre 2 y 4, y una gran diversidad de asimetrías, preferentemente negativas en el Sector 1 y positivas en el Sector 2 (Fig. 7.44). También se observa un conjunto de agrupaciones de muestras. Los sedimentos eólicos presentan asimetrías positivas elevadas y moderados parámetros de clasificación. Los niveles asociados a arroyadas con gruesos tobáceos son de asimetría positiva y mala clasificación. Sedimentos con simetría y clasificación en torno a 2,5 se corresponden con

los niveles basales, asociados al techo de la terraza y a horizontes edáficos subsuperficiales. Los sedimentos identificados como horizontes edáficos superficiales, húmicos, poseen variadas asimetrías, siempre negativas, en coincidencia con los rasgos de los sedimentos de color marrón que sella las secuencias estratigráficas.

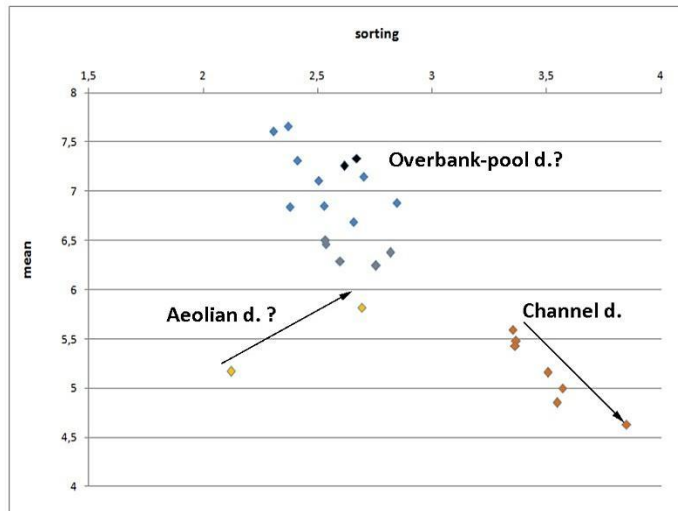


Fig. 7.45. Relaciones entre los índices texturales de tamaño medio y clasificación.

Las relaciones entre tamaño medio y clasificación se han utilizado en algunas ocasiones para identificar el origen de los sedimentos (Fig. 7.45). Los sedimentos del Sector 2 con gruesos tobáceos tendrían rasgos que los vinculan con sedimentos de canal, aunque hemos propuesto que se trata de arroyadas de moderada energía. Los sedimentos eólicos, aun siendo sólo dos, responden bien al modelo propuesto por Mycielska-Dowgiałło y Ludwikowska-

Kędzia (2011). Finalmente el resto de niveles, de decantación y coladas, podrían identificarse, sin demasiadas garantías, con sedimentos de ambientes fluviales marginales.

Las curvas hiperbólicas, relacionadas con procesos de decantación de llano de inundación, se vinculan a muestras que forman parte de niveles ricos en materia orgánica en el Sector 1 (los niveles I del perfil 1 y III del perfil 2) y al supuesto sustrato de la terraza, posiblemente edafizado que representa el nivel I del perfil 1 del Sector 2 (Fig. 7.46a).

Aparece un grupo de curvas de tendencia hiperbólica con suaves rasgos sigmoidales que asociamos a sedimentos con rasgos de coladas que se vinculan sistemáticamente a niveles con rasgos húmicos, además del nivel de relleno final del Sector 1 (Fig. 7.46b).

Distribuciones sigmoidales con rasgos parabólicos o convexas en las fracciones más gruesas se vinculan con las arroyadas más energéticas (Fig. 7.46c). Conforman un grupo muy homogéneo de arroyadas con gravas y arenas gruesas tobáceas, que constituyen el relleno de la vaguada en el Sector 2 (niveles II del perfil 1 y niveles II, III del perfil 2, así como los rellenos de las estructuras E 2139 y E 2014).

Los sedimentos eólicos presentan curvas sigmoidales marcadas (es el caso de la U.E. 2096 y del nivel II del perfil 4 del Sector 2). Curvas más suaves pertenecen a arroyadas de muy baja energía (Fig. 7.46d). Se corresponden con sedimentos que aparecen repetidamente en la secuencia estratigráfica. Es el caso del nivel I del perfil 4 del Sector 2, el nivel I del perfil 3 del Sector 1, de la base de la terraza, y el potente sedimento que forma el techo de la secuencia en este sector 2 (nivel III del perfil 1).

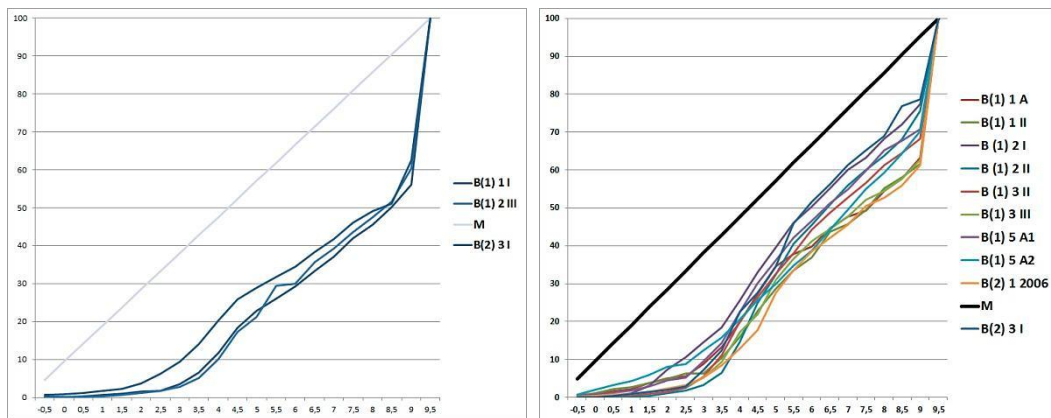


Fig. 7.46a y b. Curvas acumulativas de las muestras estudiadas en Benàmer.

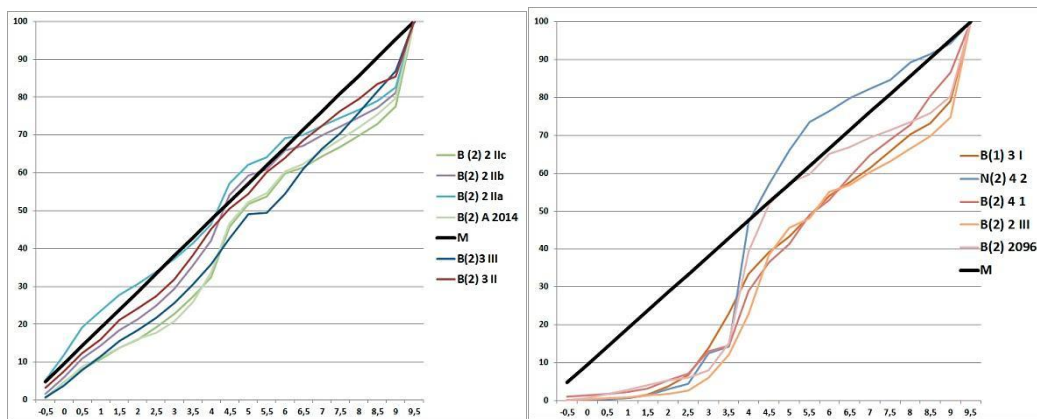


Fig. 7.46c y d. Curvas acumulativas de las muestras estudiadas en Benàmer.

El conjunto de valores de porcentaje de materia orgánica muestra también claras agrupaciones (Fig. 7.47). Los más altos se asocian a los niveles interpretados como horizontes húmicos, además del nivel I del Perfil 4 del Sector 2, que tiene un enriquecimiento supuestamente antrópico. Los porcentajes más bajos se corresponden con sustratos y horizontes edáficos B, y a los niveles eólicos. Entre ambos conjuntos se extienden las arroyadas con gruesos tobáceos y las arroyadas marrones de glaci que sellan las secuencias estratigráficas.

El conjunto de valores de porcentajes de carbonato cálcico generan a su vez dos grupos (Fig. 7.48). El primero es muy homogéneo. Se corresponde con las muestras de arroyadas con elementos tobáceos y los sedimentos eólicos. El segundo es menos homogéneo e incluye el resto de muestras, aunque se observa como los valores más bajos se corresponden a niveles sedimentarios asociados a formaciones edáficas antiguas, horizontes superficiales y subsuperficiales.

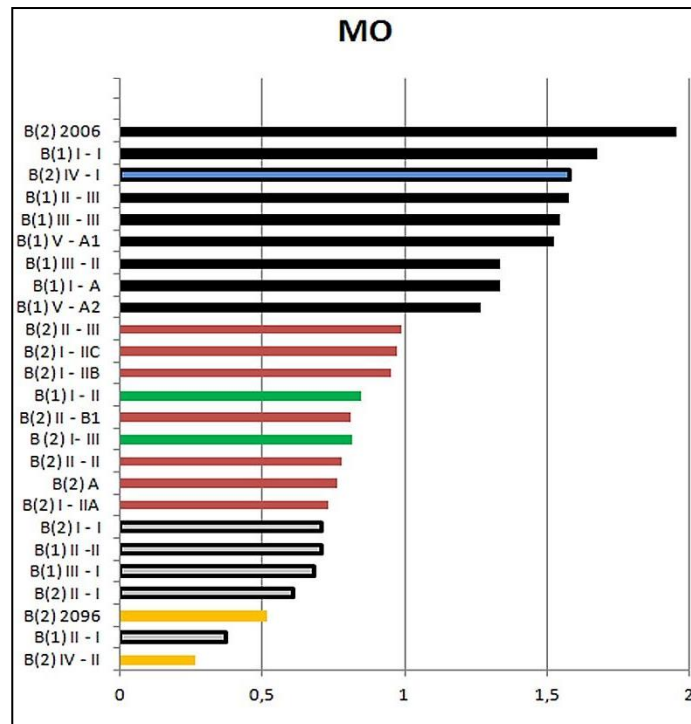


Fig. 7.47. Curvas acumulativas de las muestras estudiadas en Benàmer. Color **amarillo**: muestras con componente eólico; **gris**: horizonte B edáfico a techo de terraza; **rojo**: arroyadas concentradas y coladas; **verde**: arroyadas difusas; **negro**: horizonte A edáfico; y **azul con marco negro**: aluvial en contexto arqueológico mesolítico.

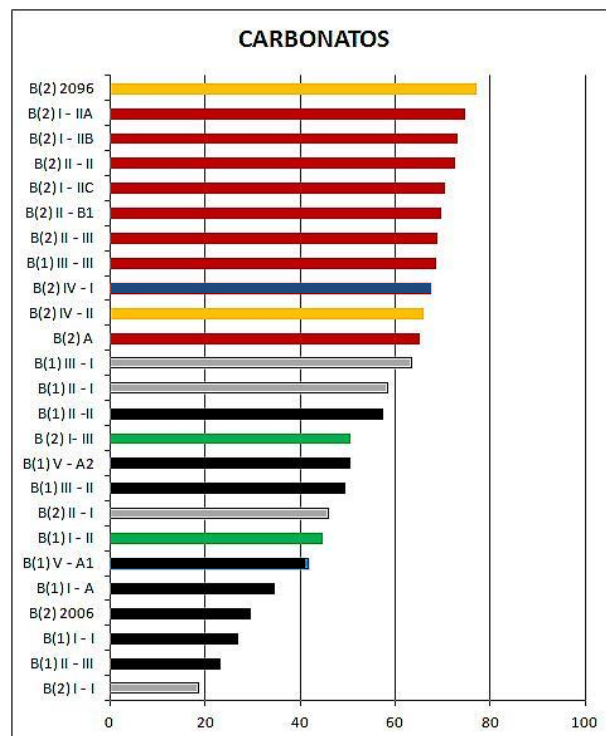


Fig. 7.48. Curvas acumulativas de las muestras estudiadas en Benàmer. Los colores tienen la misma significación que en la figura anterior.

NIVEL	GRUESOS	FINOS	CANTOS	GRAVAS	ARENA	LIMOS	ARCILLA	MO	CARB.S	MEAN	SORTING	SKEW	KURTOSIS
B(1) P1 - I	1,73	98,27	0	1,73	11,8	30,19	58,01	1,67	26,7	7,67	2,367	-0,705	0,684
B(1) P1 - A	1,3	98,7	0	1,3	19,86	29,34	50,8	1,33	34,5	7,161	2,695	-0,493	0,62
B(1) P1 - II	12,02	87,98	9,82	2,2	15,95	33,49	50,56	0,84	44,5	7,255	2,617	-0,47	0,657
B(1) P2 - I	0	100	0	0	25,57	37,62	36,81	0,37	58,3	6,374	2,819	-0,076	0,635
B(1) P2 - II	0	100	0	0	14,61	45,38	40,01	0,71	57,3	6,854	2,373	-0,069	0,557
B(1) P2 - III	0	100	0	0	10,23	33,32	56,45	1,57	23	7,624	2,304	-0,633	0,635
B(1) P3 - I	0	100	0	0	33,4	32,53	34,07	0,68	63,4	6,241	2,755	0,026	0,568
B(1) P3 - II	0,1	99,9	0	0,1	20,08	36,55	43,37	1,33	49,3	6,862	2,524	-0,176	0,557
B(1) P3 - III	67,72	32,38	67,64	0,08	17,2	34,96	47,84	1,54	68,5	7,126	2,499	-0,349	0,581
B(1) P5 - A1	0,25	99,75	0	0,25	22,58	37,25	40,17	1,52	41,7	6,699	2,651	-0,135	0,582
B(1) P5 - A2	58,54	41,46	42,81	15,73	20,55	34,53	44,92	1,26	50,3	6,895	2,839	-0,373	0,706
B(2) P1 - 2006	9,69	90,31	7,95	1,74	12,96	38,18	48,86	1,95	29,3	7,331	2,405	-0,392	0,604
B(2) P2 - III	11,45	88,55	7,54	3,91	20,32	21,5	58,18	0,81	50,34	7,334	2,671	-0,655	0,606
B(2) P2 - IIC	14,99	85,01	3,31	11,68	32,34	35,27	32,39	0,97	70,1	5,473	3,367	0,131	0,679
B(2) P2 - IIB	30,52	69,48	15,51	15,01	42,08	30,13	27,79	0,95	72,9	5,001	3,57	0,174	0,684
B(2) P2 - IIA	24,26	75,74	2,09	22,17	46,41	28,06	25,53	0,73	74,4	4,628	3,849	0,121	0,611
B(2) P2 - I	1,18	98,82	0	1,18	22,94	40,21	36,85	0,71	18,6	6,464	2,537	0,122	0,539
B(2) P3 - III	20,34	79,66	5,87	14,47	35,8	30,49	33,71	0,99	68,54	5,589	3,354	-0,204	0,729
B(2) P3 - B1	18,76	81,24	4,97	13,79	35,65	27,63	36,72	0,81	69,47	5,159	3,505	0,185	0,749
B(2) P3 - II	25,54	74,46	12,43	13,11	45,19	27,11	27,7	0,78	72,47	4,852	3,546	0,099	0,723
B(2) P3 - I	0	100	0	0	22,53	38,73	38,74	0,61	45,87	6,505	2,534	0,049	0,633
B(2) A - 2014	0	100	0	0	33,72	35,12	31,16	0,76	65	5,426	3,363	0,138	0,73
B(2) 2096	33,87	66,12	12,04	21,84	39,33	31,97	28,7	0,51	76,8	5,818	2,694	0,525	0,648
B(2) P4 - I	0	100	0	0	28,88	39,99	31,13	1,58	67,4	6,289	2,598	0,016	0,685
B(2) P4 - II	0	100	0	0	47,24	37,48	15,28	0,26	65,6	5,168	2,121	0,625	1,118

Tabla 7.12. Datos texturales y sedimentológicos de las muestras estudiadas.

7.5. DISCUSIÓN

7.5.1. Sector 1

El estudio comparado de los niveles sedimentarios de los perfiles estratigráficos muestra en que en Sector 1 existen tan sólo tres grandes unidades sedimentarias, una basal de color gris claro, una de color gris oscuro que incluye en su seno estructuras de combustión del Neolítico antiguo y un gran estrato de color marrón que sella el conjunto y que incluye estructuras de época ibérica e islámica. Estas unidades poseen rasgos comunes desde el punto de vista textural. Se caracterizan por poseer importantes porcentajes de arcillas (entre el 30 y el 50%), asociadas a fases en el transporte hídrico en los que el medio pierde toda su energía, y ocasionales colas secundarias asociadas a fases más o menos energéticas (en torno al 25% acumulado). Los tamaños medios son preferentemente de limos y arcillas, y la clasificación es baja y predomina la platocurtosis. Posiblemente están relacionadas con ambientes alejados del cauce, sedimentos de facies de llano de inundación, algo que por otro lado es frecuente a techo de las terrazas valencianas. Las asimetrías son preferentemente negativas, poco características de los medios fluviales. Aunque han sido documentadas en este medio (Syvitski, 2007,229; Okeyode y Jibiri, 2013), lo ha sido en subambientes distintos a los aquí estudiados, de moderada a elevada energía y buena clasificación (Starkel *et al.*, 1991; Opreanu *et al.*, 2007). También se han descrito en trabajos experimentales en condiciones de baja energía y mala clasificación como las aquí observadas (McLaren y Bowles, 2006). Con todo, las asimetría negativas se asocian frecuentemente con coladas de barro (Bjorlykke, 2010) que pudieran ser las responsables de la formación de estos sedimentos.

A pesar de la homogeneidad textural observada, se documentan variaciones que son correlacionables con los tres grandes grupos de unidades sedimentarias descritas (Fig. 7.49 y Tabla 7.13):

1.- El estrato basal está constituido por sedimentos fluvio/aluviales de color gris claro, en ocasiones coladas de fangos. En perfiles profundos abiertos en torno a las obras de la autovía se identificaron barras de cantos rodados e imbricados que nos permiten vincularlos al techo de la terraza fluvial. Poseen distribuciones texturales *quasi* simétricas y parámetros de clasificación próximos a 2,5. Presentan curvas hiperbólicas o suavemente sigmoidales, y en el análisis Clúster conforman un grupo homogéneo con los niveles basales del Sector 2. Se trata de sedimentos ricos en carbonato cálcico y escasa materia orgánica, que frecuentemente hemos llegado a identificar como afectados someramente por procesos de hidromorfía en ambiente encharcado. Es el caso de los niveles inferiores II y I del Perfil 2 y el nivel I del Perfil 3, que se corresponderían con horizontes B de un suelo que identificamos también como gley a partir del techo de la terraza, que para su desarrollo exige cierto grado de anaerobiosis, al menos estacionalmente.

La geometría de este nivel a techo no es horizontal a la base, ya que incluye pequeñas depresiones separadas por una suave cresta. En el extremo suroccidental afloran sobre estos sedimentos pasadas de cantos que en parte interpretamos naturales y en parte antrópicos, asociados a espacios de hábitat (U.E. 1049).



Fig. 7.49. Vista del perfil 2 del Sector 1. En primer término de bajo a arriba el sustrato u horizonte edáfico B del suelo gley, le sigue el horizonte orgánico del mismo suelo, posiblemente policíclico. Al fondo se observan las relaciones entre este horizonte y el estrato superpuesto, de color pardo, así como su posición topográfica, que da lugar a sendas depresiones a norte (primer término de la foto) y sur (al fondo).

2.- El gran estrato subsiguiente, las unidades estratigráficas 1016 y 1017 entre otras, se caracteriza por poseer un color gris muy oscuro, con abundante materia orgánica, en ocasiones con ciertos rasgos gley en el color, que se asocia con un horizonte A edáfico (húmico). Aunque tiende a regularizar su techo con la horizontal, se adapta en parte a la geometría previa. Posee tonos progresivamente más claros hacia el extremo suroccidental y va desapareciendo como resultado de procesos erosivos. En el análisis Clúster sólo las muestras analizadas en el perfil 5, asociadas a una estructura de combustión, se separan de este conjunto homogéneo de unidades.

El nivel I del Perfil 1 parece corresponderse con un horizonte A húmico edáfico en el que se ha producido además la movilización de los carbonatos. Su color oscuro pudiera ser el resultado de la presencia significativa de materia orgánica, pero por otro lado, los colores de los compuestos oxidados del manganeso son muy oscuros, en ocasiones prácticamente negros, como es el caso de la pirolusita ($b\text{-MnO}_2$). Sin embargo, para que dicho color llegue a condicionar el del suelo se necesitan unas condiciones de alternancia de oxidación y reducción que permitan al manganeso acumularse en forma de óxido. Ello presupone una frecuente desecación de zonas previamente encharcadas. Paralelamente a lo señalado, cromas por debajo de 2, como es el caso, son indicativos de hidromorfía. Es por ello que proponemos que se trata de un área con al menos abundante agua freática.

Se trataría pues de una formación edáfica desarrollada en condiciones de muy elevada humedad, que afecta a un sedimento resultado de un proceso de decantación, como

denota la distribución textural (de curva acumulativa hiperbólica). Es un horizonte edáfico Ah, móllico o úmbrico, que constituye la parte superior de un suelo. Los porcentajes de carbonatos nos hacen pensar que es más úmbrico, lo que exigiría, dadas las características del medio, una extensa evolución (cientos de años) o un clima bastante lluvioso.

En el Perfil 2 observamos como el nivel III parece corresponderse con un horizonte A edáfico, de carácter probablemente úmbrico, muy parecido al descrito en el Perfil 1, pero en este caso con un color que le vincula con las formaciones edáficas tipo gley, reforzando la hipótesis de elevada humedad. En el Perfil 3 se repite el modelo en los niveles II y III. En el caso del nivel superior, que forma parte de la U.E. 1012, las actividades humanas, posiblemente de combustión, muy enmascaradas por procesos postdeposicionales, han dado lugar a un horizonte básico. En el Perfil 5 este horizonte edáfico posee un marcado enriquecimiento en carbonatos, como resultado de la presencia de cantos en el nivel superior y la presencia de posibles cenizas asociadas a la estructura de combustión U.E. 1010.

Así pues hemos identificado en este nivel procesos de hidromorfía y de humectación y desecación. También en algún caso, en las muestras obtenidas en los sectores ligeramente más elevados, se ha documentado óxido de hierro en las arenas, lo que señala hacia la existencia de periodos más o menos prolongados de oxigenación, de modo que más que un suelo hidromorfo debe ser considerado como un horizonte orgánico de un suelo en un contexto ambiental muy húmedo, ya sea azonal o zonal (humedal, sector semiendorreico, afloramiento de acuífero, etc.). En las muestras tomadas a cotas más elevadas el color es menos oscuro, como resultado de un desarrollo edáfico menos intenso.



Fig. 7.50. Perfil abierto en las laderas de la ribera opuesta del río Serpis. (UTM 725026 – 4295427. ETRS89 - UTM Huso 30).

La existencia de una formación edáfica similar en una suave ladera de la ribera opuesta del Serpis, que enlaza *grosso modo* con el horizonte estudiado nos permite destacar su carácter azonal (Fig. 7.50). Por otro lado, los rasgos de hidromorfía (gley) en el horizonte inferior a éste, parecen señalar hacia unas condiciones de muy elevada humedad en el suelo a nivel subsuperficial, aunque no es segura la correlación de ambos horizontes edáficos.

La asimetría negativa muy pronunciada en estos niveles responde a una clara cola de gruesos que pudiera tener su origen en una activa presencia humana en el entorno, aunque la hemos asociado a que tienen su origen en parte en coladas de barro. Por otro lado, sólo se ha documentado la presencia de microcarbones en los niveles asociados a estructuras

que han sido descritas como de combustión. Es por ello que descartamos la participación de estos en la conformación del horizonte húmico, y por tanto su génesis antrópica.

En relación con el contexto arqueológico cabe destacar que las estructuras de piedra que se documentan en y sobre este horizonte edáfico, se sitúan a diversas cotas, lo que parece indicar que ambos, estructuras y suelo, son contemporáneos, y que la formación sedimentaria y el suelo se desarrollaron al tiempo que se producía su uso. Las dataciones relativas y absolutas obtenidas para el sector datan pues el suelo en torno al 7,3-7,1 ka cal BP.

Los estudios antracológicos señalan la presencia de un bosque de quercíneas perennifolias, que pudiera significar un clima templado. La presencia del fresno entre los carbones indica cierta humedad, al menos zonal (Machado, 2011). En paralelo, y desde la palinología, se observa una expansión de la vegetación herbácea en la que son preponderantes las especies nitrófilas como resultado de la antropización, es el caso de las *Cichorioideae*. Se documentan hongos asociados a la presencia *in situ* de ganado y polen de cereal que permite confirmar el desarrollo de actividades agrícolas en el entorno (López *et al.*, 2011).

3.- Al horizonte húmico le sigue, y erosiona en parte, un relleno de color pardo con niveles arqueológicos de época ibérica (U.E. 1004), desmantelados a su vez, y otro con restos cerámicos más recientes (U.E. 1001). Se corresponde con un sedimento que desde el punto de vista textural es muy similar al que sirve de base al suelo, pero en este caso, la presencia de fracción gruesa angulosa y subangulosa dispersa en el perfil revela que se trata de un depósito de carácter aluvial, un aporte lateral que recubre el techo de la terraza. Tanto el color como los porcentajes de carbonatos y materia orgánica pueden ser puestos en relación con los rasgos de las formaciones sedimentarias del Holoceno superior, desarrolladas en un contexto climático diferente al que dio lugar al suelo que constituye la unidad oscura previa. La erosión de las estructuras de época ibérica, posiblemente de origen natural, aunque no pudo ser analizada, revelaría una historia paleoambiental compleja.

7.5.2. Sector 2

El conjunto de perfiles y unidades estratigráficas en este Sector es complejo y comprende segmentos o áreas inconexas. Así, en el Área 1 sólo se documentaron algunos restos del Neolítico antiguo avanzado de difícil contextualización entre niveles que conforman el techo de la terraza fluvial y en el Área 2 únicamente se pudo contextualizar un conjunto de restos del mismo periodo en uno de sus perfiles lateral (U.E. 2006). Las Áreas 3, 3/4 y 4 incluyen complejas estratigrafías en las que se integran niveles arqueológicos del Mesolítico y de un Neolítico avanzado.

1.- De base a techo, la secuencia sedimentaria se inicia con los niveles sobre la terraza que sirven de base a los niveles de ocupación mesolítica, y que han sido estudiados parcialmente en el perfil 4 de la Cata 4 del Área 4. Ya se ha propuesto la existencia de una topografía poco homogénea en el techo de la terraza. Aquí, a 2 m por debajo del Sector 1, se documentaron dos niveles de relleno natural de lo que parece ser el fondo de una vaguada que accede transversalmente al talweg principal del río. El basal

en relación con un primer nivel de ocupación y bajo una extensa sucesión de hasta 4 estructuras arqueológicas superpuestas, y el superior asociado a fases de abandono.

Ambos niveles de relleno, aun con cotas muy distintas, poseen rasgos sedimentológicos emparentados. Parecen proceder en parte de arroyadas difusas que serían las que constituirían los primeros niveles de relleno de la vaguada, posiblemente abierta inmediatamente antes de la fase de ocupación mesolítica. Efectivamente, tras las primeras fases de ocupación o en relación con ellas, datadas *grosso modo* entre el 8,5 y el 8,3 ka cal BP, se produce la deposición de un sedimento a través de una arroyada o colada de baja energía (nivel I). Este posee rasgos que lo emparentan con los niveles basales de la terraza (Clúster y análisis de pares de parámetros texturales).

Posteriormente se documenta una sucesión de fases de construcción y uso de los encachados con actividades relacionadas con el fuego, datada aproximadamente entre el 8,3 y el 8,19 ka cal BP. Sella la secuencia un sedimento depositado en una fecha inmediatamente posterior, en el que se documentan procesos que interpretamos como eólicos (nivel II). Asimetría positiva muy pronunciada, elevada clasificación y adscripción a arena eólica en el modelo Doormal (Sánchez *et al.*, 2013). Es relevante aquí recordar que en les Valls d'Alcoi no se han documentado eolizaciones en ningún momento del Cuaternario, ni siquiera en las fases más áridas del Pleistoceno (Estrela *et al.*, 1993; Iturbe *et al.*, 1991 y Fumanal 1994), a diferencia de lo observado en sectores alicantinos meridionales, más áridos (Cuenca y Walker, 1995), por lo que estos procesos tendrían una indudable significación paleoambiental.

Los estudios palinológicos (López *et al.*, 2011) y antracológicos (Machado, 2011) llevados a cabo a partir de sedimentos en contextos mesolíticos ha evidenciado el desarrollo de un bosque mixto de quercíneas caducifolias, con otras especies mesófilas y ripisilva, que revelan unas condiciones ambientales bastante húmedas. La presencia de *Pinus nigra* en los carbones sugiere cierto rigor climático y sequedad en las zonas de mayor altitud, en un contexto genéricamente templado. No obstante, las muestras palinológicas de los niveles finales muestran el desarrollo de una maquia xerotermófila (*Philynea* y *Pistacia*), que interpretan como asociada a cierta aridez, aunque se mantienen los *Quercus* caducifolios, aun con porcentajes menores, que a su vez indica cierta continuidad en las condiciones ambientales o cierta resiliencia de la vegetación. Estos resultados son coherentes con el modelo por nosotros propuesto.

2.- En el Área 2 se estudió un perfil situado dentro de la misma vaguada, pero a unos 100 m hacia el interior (al oeste). Incluye un horizonte edáfico superficial muy rico en materia orgánica (U.E. 2006), similar al descrito como general en el Sector 1. Forma parte de las mismas agrupaciones Clúster y en los análisis de dos variables, pero se sitúa a una cota hasta 1,5 m por debajo este grupo de horizontes y su datación es diferente, se habría formado en un periodo que va entre el 6631 al 6315 cal BP, en coincidencia con los restos cerámicos documentados. Se trataría pues de una formación edáfica distinta a la descrita en el Sector 1. Su formación revela la existencia de unas condiciones ambientales húmedas similares a las que se dieron en el primer Neolítico.

La secuencia en el Área 3 se inicia con un nivel (U.E. 2009, niveles I de los perfiles 1 y 2) de rasgos edáficos similares a los descritos para la unidad edáfica del Área 2 (U.E. 2006),

sobre todo por su muy bajo porcentaje de carbonatos, y no tanto por el moderadamente elevado porcentaje de materia orgánica, por lo que formaría parte de un horizonte subsuperficial de un suelo. Como aquel, posee evidencias arqueológicas que lo sitúan en el Neolítico IC y se halla a una cota muy similar, descontando una suave pendiente hacia el cauce actual, por lo que podemos establecer una correlación entre ambas formaciones, que debemos de considerar contemporáneas, con una datación en torno al 6,5 ka cal BP, que de nuevo se interpretan como resultado de la persistencia de unas condiciones ambientales favorables.

3.- Los niveles subsiguientes IIa, IIb y IIc del perfil 1 y II y III del Perfil 2 del Sector 2, constituyen sucesivas fases de relleno aluvial de cierta energía. Interpretamos el conjunto como resultado en su mayor parte de arroyadas más o menos competentes procedentes de los relieves próximos y que vienen a regularizar la depresión o vaguada abierta en la terraza. En todos los análisis de rasgos texturales, de sus parámetros y aproximaciones químicas forman un grupo muy homogéneo.

En su composición es clave el aporte de restos tobáceos, ya que confirma su procedencia de los piedemontes de la Serra Mariola. Efectivamente, uno de los niveles de terraza más antiguos y desconectados de la red fluvial actual, es el nivel G3-T3, situado a una altura de entre 100 y 70 m sobre el cauce y datado en el inicio del Cuaternario. Está constituido por un potente cuerpo travertínico en la zona de Muro d'Alcoi e incluye facies de tallos, estromatolitos, de oncoides y de musgos (Estrela y Fumanal, 1989; Estrela *et al.*, 1993). Estos edificios litoquímicos en zonas distales del piedemonte pudieron haberse formado en un ambiente semiendorreico o lagunar, antes de la incisión de la red de drenaje actual, durante épocas climáticas húmedas que favorecieron el desarrollo de la vegetación (Ruiz Pérez, 2011).

Al respecto cabe destacar el estudio malacológico de estos niveles. Este señala la presencia de abundantes *Melanopsis sp* en los rellenos que separan las fases III y IV (Barciela, 2011), muchos de ellos están recarbonatados y podrían haber sido transportados, y numerosos ejemplos sin envolturas calcáreas que la autora considera arrastrados, “*procedentes de otras zonas húmedas*”.

El carácter aluvial de los sedimentos confirma a su vez que se trata de aportes laterales, no relacionados con el sistema fluvial principal, sino con el funcionamiento de las terrazas como glacis a lo largo del Holoceno superior. Estos aportes en forma de arroyadas relativamente energéticas que erosionaron parte de los depósitos anteriores, se pueden asociar a la existencia de escorrentías concentradas estacionales importantes que erosionan los depósitos que forman el piedemonte. Fase de activa morfogénesis que contrasta con las condiciones que permitieron el desarrollo de formaciones edáficas previas.

Es difícil determinar la relación entre las estructuras negativas, silos, de la fase cultural Neolítico IC/IIA y estos rellenos sedimentarios, aunque parece claro que podemos situar su parte superior, que no su boca, entre los niveles IIb y IIc del perfil 2 y los niveles II y III del perfil 3. Cabe destacar aquí que los silos se abren siempre sobre niveles ricos en gravas, tal vez por su porosidad, que facilitarían su drenaje en caso de que el suelo se humectara en exceso.

Como decimos, la boca de estas estructuras no se conserva. Esta pudo ser erosionada como resultado de la acción del flujo de agua que dio lugar a IIc del perfil 2 o III del perfil 3, pero también es posible que se produjera como resultado de las labores agrícolas tradicionales. Para decidirlo podemos comparar los rasgos de las unidades sedimentarias de los perfiles 2 y 3 y la muestra A de la U.E. 2014.

En el Perfil 3 hemos visto como el nivel II, que emparenta con la unidad sedimentaria IIa del Perfil 2, está claramente incidido para construir la estructura negativa, y el relleno B1, en la base del relleno del silo, posee rasgos que le emparentan con los niveles III de este mismo perfil y con el nivel IIc del Perfil 2, véase por ejemplo las relaciones establecidas en el análisis Clúster. Ello indicaría que estos últimos son los niveles que en forma de arroyadas desmantelan las estructuras arqueológicas. En contraposición con ello, el relleno superior de la estructura E 2014, el nivel A, se asocia más a los rasgos de los niveles IIb del Perfil 2 y II del Perfil 3. No existe pues un nivel claro de arroyadas que se asocie a la amortización de las estructuras. Ello, unido a que se ha propuesto dos niveles de techo para estas estructuras desde la estratigrafía arqueológica, parece indicar sucesivas fases de relleno y amortización natural contemporáneas al periodo de uso. Las arroyadas serían inmediatamente anteriores, contemporáneas y posteriores a la ocupación del 6,25 al 5,75 ka BP.

Desde el punto de vista paleoambiental es muy relevante señalar que la formación, al menos de IIa y b del perfil 2 y II del perfil 3, tendrían un desarrollo relativamente rápida, ya que se habrían sedimentado con posterioridad a los horizontes edáficos de en torno al 6,6/6,3 ka cal BP y antes de la fase de ocupación neolítica avanzada, datada entre el 6,25 y el 5,75 ka cal BP.

Por otro lado, uno de los rellenos que colmata una de las estructuras, U.E. 2077, posee rasgos eólicos (U.E. 2096), lo que parece indicar un incremento de la aridez, tal vez estacional, que junto a las escorrentías estacionales arriba citadas, señala hacia un clima estacional ligeramente más árido en el periodo estival, y con precipitaciones de elevada intensidad en la época de lluvias. En contraste con ello, el progresivo y sutil incremento de la materia orgánica observado en estos niveles de gravas tobáceas parece asociarse a factores climáticos, en relación con una progresiva mejoría de las condiciones ambientales.

Los estudios palinológicos (López *et al.*, 2001) y antracológicos (Machado, 2011) para los niveles Benàmer III y IV indican la existencia de espacios del territorio totalmente antropizados, con presencia de polen de cereal en todas las muestras. El paisaje estaría compuesto por un mosaico de formaciones vegetales, un bosque de quercíneas en la cuenca, laderas de leñosas arbustivas tipo lentisco y leguminosas arbustivas del género *Cytisus*, junto con la presencia destacada de plantas nitrófilas en los alrededores del yacimientos.

4.- El depósito que forma el nivel III estudiado en el perfil 2 del Área 3 se corresponde con el relleno sedimentario que cubre la secuencia arqueológica del yacimiento. En nuestro trabajo nos hemos limitado a identificarlo con un depósito que forma parte de glaciares posteriores al Neolítico, y que como vimos en el Sector 1 se han depositado a lo largo de todo el Holoceno superior.

DATACIÓ	PROCESOS	Sector 1				Sector 2								
		Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 5	Área 2	Área 3	Área 3/4	Área 4	Área 3	Área 3/4			
Ka BP														
5,0-0,0	ARROYADAS DIFUSAS Y EROSIÓN	NIVEL II												
6,3-5,8	ARROYADAS EN VAGUADA													
6,6-6,3	FORMACIÓ DE SUELO													
7,3-7,1	FORMACIÓ DE SUELO	NIVEL A												
8,4-8,2	RELLENO VAGUAA	NIVEL I	NIVEL III	NIVEL III (U.E. 1012)	NIVEL A2 (U.E. 1010)									
	ENCAJAMIENTO DE VAGUADA		NIVEL II	NIVEL II	NIVEL A1									
PLEISTOCENO?	LLANO DE INUNDACIÓ A TECHO DE LA TERRAZA		NIVEL I	NIVEL I	NIVEL B									

Tabla 7.13. Procesos predominantes en los niveles estudiados.

7.6. RASGOS PALEOAMBIENTALES

La interpretación de la secuencia sedimentaria estudiada en el yacimiento arqueológico de Benàmer nos permite elaborar un conjunto de hipótesis acerca de los procesos geomorfológicos y los rasgos ambientales que caracterizaron a los sucesivos asentamientos humanos, así como una aproximación a su contexto deposicional y microgeomorfológico.

7.6.1. Contexto geomorfológico a la luz de los datos geoarqueológicos

Quedó establecido en el apartado sobre la geomorfología que los asentamientos se hallan situados sobre niveles de terraza fluvial. La diferencia de cota entre los Sectores 1 y 2 puede indicar la existencia de dos terrazas distintas a cotas muy próximas, pero pensamos en procesos erosivos que afectan a un mismo nivel, aunque la falta de continuidad lateral en las secuencias sedimentarias y la alteración que éstas han sufrido como resultado de los trabajos de extracción de áridos de la cantera, nos impiden conocer el contexto geomorfológico exacto.

Los datos derivados del estudio estratigráfico y sedimentológico, junto con la topografía y las dataciones numéricas y relativas, permiten completar la visión que inicialmente teníamos del sistema. Así, el techo de la terraza en el Sector 1 que, dejando aparte los niveles de glaciación posteriores, coincidiría con el suelo datado en torno al 7,36-7,15 ka cal BP, se encuentra a más de 2 m por encima del fondo del canal transversal que documentamos en el Sector 2 y que sirve base a la ocupación mesolítica entre el 8,5 y el 8,19 ka cal BP, a entre 2 m y 1,5 m sobre el suelo datado en torno al 6,63 y el 6,31 ka cal BP y a algo más de un metro sobre el nivel de sedimentos aluviales sobre el que se abrieron los silos del Neolítico IC/IIA, datado por los arqueólogos entre el 6,25 y el 5,75 ka cal BP (Tabla 7.14 y Fig. 7.50).

Unidades estratigráficas	Cotas
Techo del horizonte húmico del Neolítico IA en el Sector 1	352,58 m
Techo de las arroyadas que sirven de base a los silos del Neolítico IC/IIA en el Área 3 del Sector 2	351,25 m
Techo del horizonte húmico del Neolítico IC en el Área 2 del Sector 2	350,94 m
Techo del horizonte húmico del Neolítico IC en el Área 3 del Sector 2	350,64 m
Techo de los niveles de ocupación del Mesolítico en el Área 4 del Sector 2	350,89 m
Base de los niveles de ocupación del Mesolítico en el Área 4 del Sector 2	350,29 m

Tabla 7.14. Cotas sobre el nivel marino de los distintos estratos referidos en el texto.

A su vez, en el Sector 1 se ha indicado la existencia de cotas y sustratos distintos para la misma fase cultural. Las formaciones edáficas oscuras parecen rellenar una extensa y poco profunda cubeta. A este horizonte edáfico superficial, conservado muy parcialmente fuera de esta, se asocia un horizonte B con procesos de hidromorfía, coherente con una única formación edáfica, aunque por su grado de desarrollo, podría ser interpretado como asociado a formaciones edáficas pleistocenas.

Tras la excavación y la apertura del gran escarpe para la autovía, se pudo tener una visión del conjunto a través de su perfil; los niveles más potentes de arcilla gris oscuro ocupan un área deprimida de potencia decimétrica y anchura decamétrica que el escarpe corta

oblicuamente (Fig. 7.51). Lo interpretamos como un paleocauce fosilizado en el techo de la terraza. Geometría que facilitó la formación del horizonte húmico en un contexto ambiental húmedo y su posterior preservación diferencial, ya que en fases posteriores fue desmantelado en la mayor parte del territorio por los intensos procesos erosivos que han afectado al área.



Fig. 7.51. Topografía del horizonte orgánico del Sector 1 visto desde el este.

En el Sector 2 ya se ha señalado que los niveles arqueológicos del Mesolítico ocupan un espacio que también está deprimido respecto al techo de la terraza, posiblemente la parte más encajada de una vaguada. El contacto de los estratos mesolíticos con el nivel basal, con facies de terraza, es erosivo. Los sedimentos previos, incluido el techo de la terraza, habrían sido erosionados en el contexto de los procesos de incisión del canal. La gran potencia de los niveles arqueológicos, más de 50 cm, algo

fuera de lo común para asentamientos de cazadores – recolectores al aire libre, se explica por el hecho de que se trata de un espacio encajado respecto a su entorno, y al aporte aluvial que colmata la vaguada y que se interdigita con el relleno arqueológico (Fig. 7.52).

A una cota similar a la del techo de los rellenos mesolíticos, incluso a cotas más altas,³ encontramos la formación edáfica datada en el Neolítico IC. A partir de esta, con contacto neto erosivo, se inicia la sedimentación del relleno previo a la ocupación Neolítico IC/IIA, que probablemente desmantelo parte de los niveles anteriores, incluido el suelo. Es el resultado de la movilización de antiguos depósitos carbonatados, que hemos dado en llamar tobáceos, procedentes de los piedemontes de la Mariola, que transporta parte de los niveles sedimentarios del Pleistoceno inferior o medio, lo que explicaría la abundancia de malacofauna continental asociada con zonas húmedas.

Por encima del conjunto, en ambos sectores, regularizándolos en parte, se deposita un sedimento marrón, un depósito con una morfología de glacis abanico en facies distal. Se trataría de sedimentos procedentes de las partes más altas del valle, que llegan hasta este sector a través de derramamientos y arroyadas difusas. Su contacto con los sedimentos inferiores es neto y probablemente erosivo, lo que denota la existencia de uno o varios hiatos sedimentarios resultado de sucesivas fases erosivas.

³ Se trata de cotas asociadas a puntos algo más alejados del escarpe de la terraza y alejados del punto más bajo de la vaguada.

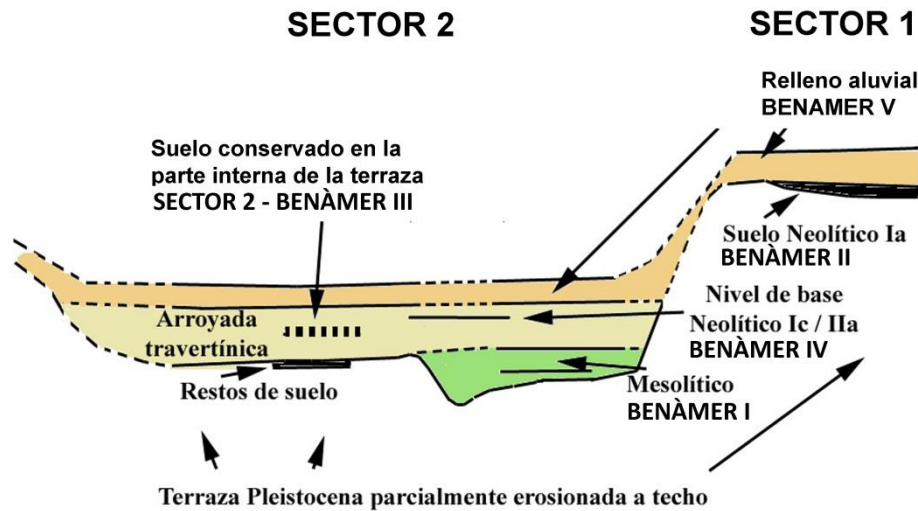


Fig. 7.52. Esquema de la distribución de niveles y fases arqueológicas en Benàmer.

La adscripción cronológica otorgada a los niveles de terraza debe ser revisada a la luz de los datos cronoestratigráficos. La incisión de la vaguada que ocupa el asentamiento mesolítico se ha interpretado como muy próxima a la primera ocupación. Esta reflejaría una fase de encajamiento también en el sistema de terrazas, pero este proceso no tendría por qué ser el responsable del proceso de individualización de este nivel, sino que pudiera serlo de otras posteriores. Ahora bien, la formación edáfica con datación neolítica del Sector 1, a la que podríamos añadir el horizonte B subyacente, nos llevaría a interpretar el techo de la terraza no como de edad pleistocena, sino holocena. En relación con ello, cabe recordar aquí que la depresión que preserva los horizontes edáficos oscuros se ha descrito, por su morfología, como un paleocauce ligado a la circulación de los ríos Serpis o Agres. Esta dependencia genética con un cauce fluvial y la edad del techo de la terraza nos lleva a presentar la hipótesis de un posible encajamiento muy reciente, con fases al menos coincidentes con un periodo inmediatamente anterior al Mesolítico.

A esta hipótesis hay que contraponer el hecho de que no hemos podido documentar ningún resto arqueológico cerámico en la terraza de 12 a 15 m, inmediatamente por debajo, lo que apoyaría que es nivel es al menos anterior al Neolítico, junto con la posibilidad de que los horizontes B fueran resultado de procesos edáficos muy intensos intrapleistocenos, lo que envejecería todo el sistema de terrazas, aproximándolo al modelo regional.

Interpretación

Los sucesivos asentamientos que ocupan Benàmer lo hacen sobre el techo de terrazas ya encajadas. Probablemente se trate de una terraza pleistocena, que se hallaba constituida mucho antes de su ocupación, quedando el cauce a varios metros, aunque no es descabellada su adscripción holocena. Con todo, es más relevante en nuestro estudio destacar el marco microtopográfico de la terraza en las que se insertan estos asentamientos, en parte resultado de la acción de procesos erosivos hídricos que dieron lugar a pequeñas concavidades lineales que fueron amortizadas por sedimentos en contextos arqueológicos (Fig. 7.52).

Las Áreas 3 y 4 del Sector 2 forman parte de una vaguada sobre la terraza que concentra los flujos hídricos procedentes de los piedemontes de la Serra Mariola. Su encajamiento sería inmediatamente anterior al Mesolítico y su colmatación se habría producido en breves y sucesivas fases, la primera coincidiendo con la ocupación mesolítica y la segunda entre el Neolítico Postcardial y el Neolítico IC/IIA. A su vez, el Sector 1 está atravesado oblicuamente por un poco profundo paleocanal que pudo estar activo durante las últimas fases de agradación de la terraza, cuando el curso de los ríos circulaba próximo a su cota, antes de iniciarse el encajamiento de los canales principales o en fase posterior, y con toda probabilidad mucho antes de que el área fuera ocupada por el hombre. Esta concavidad funcionó durante el Neolítico IA como una suave depresión colgada respecto al río, donde afloraba con frecuencia el nivel freático, crecía abundante vegetación y se desarrollaba un suelo con un potente horizonte orgánico.

Desde el punto de vista estratigráfico destacan en este yacimiento las relativamente bajas potencias sedimentarias y los procesos posdeposicionales erosivos que conllevan con frecuencia el desmantelamiento de las estructuras sedimentarias y de los conjuntos arqueológicos que incluyen. El conjunto de restos de estructuras arqueológicas mejor conservadas aparecen formando parte del paleocauce y de la vaguada, fuera de aquí las estructuras apenas se han conservado. Durante los últimos milenios se depositaron limoarenas a través de arroyadas más o menos difusas de glacis o abanico. El paso de terraza a glacis supone un cambio significativo en la dinámica sedimentaria de estos espacios.

Finalmente, desde el punto de vista geoarqueológico es relevante destacar que la construcción sobre una terraza fluvial de estructuras de hábitat y de actividad es un patrón repetido en asentamientos mesolíticos al aire libre (García Atiénzar, 2011), y es particularmente recurrente en asentamientos de diversas épocas del Neolítico estudiados en el Alcoia-Comtat; es el caso de les Jovades (Cocentaina) en el interfluvio entre el barranco de Fontanelles y el Serpis, del Arenal de la Costa (Ontinyent) entre el barranco de Lloma Rasa y el Clariano (Bernabeu *et al.*, 1993) y de Niuet (Alquería d'Asnar) entre el barranco de Querola y el Serpis (Bernabeu *et al.*, 1994).

7.6.2. Procesos ambientales

La interrelación y análisis de los datos geomorfológicos, estratigráficos y sedimentológicos son los que nos permiten hacer una propuesta acerca de las condiciones ambientales que caracterizaron a este medio en cada fase (Fig. 7.53 y Tabla 7.13).

Los restos arqueológicos del **asentamiento del Mesolítico** (Benàmer I) se concentran en un sector deprimido, el talweg, pequeño canal incidido, de la vaguada antes citada. Su encajamiento debe ser objeto de análisis desde el punto de vista ambiental por su singularidad, ya que afecta a una terraza, es decir, se abre en el contexto de sistema fluvial jerarquizado. Es posible pensar en formas de erosión remontante asociadas a la formación de sufusión (*piping* o *tunnelling*), en un contexto ambiental semiárido con escasa cubierta vegetal y precipitaciones estacionales. Pero estas formas suelen tener un desarrollo longitudinal limitado. Algo que, al menos para la fase entre Benàmer III y IV no es cierto, ya que la vaguada drena los primeros promontorios de la sierra Mariola. Se trata pues de un elemento relevante del sistema de drenaje de este sector del llano, lo que apoyaría, según nuestro criterio, que el encajamiento se produce durante una fase de biostasia.

Posteriormente a la incisión, y casi inmediatamente, se depositaron los sedimentos en contexto mesolítico. Partimos de la hipótesis de la proximidad temporal en términos geomorfológicos entre ambos procesos, dada la falta de sedimentos distintos a los fluviales en la base de la secuencia antes de la primera ocupación. Los rellenos, de en torno a 50 cm de potencia, son principalmente antrópicos, aunque su estudio sedimentológico muestra la existencia de sedimentos asociados a flujos hídricos (arroyadas y coladas). El sistema de drenaje pierde competencia y el canal se colmata con aportes aluviales en un contexto ambiental de activa morfogénesis. En uno de los niveles que sella los encachados, con dataciones situadas en torno al 8389-8195 cal BP, se documentan procesos eólicos, que pudieran indicar un posible incremento de la aridez excepcional en la comarca, que contrasta con la fase de biostasia. Como ya se ha señalado, la geometría del sustrato explica la singular potencia estratigráfica de los niveles arqueológicos y su preservación diferencial.

La ocupación del **Neolítico Cardial** (Benàmer II) se concentra en el Sector 1, donde hemos podido identificar la existencia del paleocanal arriba descrito. A él se asocia un potente suelo natural, que identificamos por el horizonte A (húmico) en el que se detectan ciertos rasgos de hidromorfía. El nivel infrayacente a este horizonte lo constituye un horizonte B de color gris claro. Como se ha señalado repetidamente, no podemos asegurar que se trate de dos horizontes de un mismo suelo. La intensidad del lavado de los carbonatos en el nivel basal nos hace pensar en procesos edáficos plenamente pleistocenos. Cabe destacar que el horizonte húmico no es uniforme, va reduciendo su potencia y su color va perdiendo saturación de manera progresiva en los márgenes de la concavidad (catena de suelos con diferente desarrollo edáfico), hasta desaparecer en las partes más alejadas a ésta, en las que el nivel subyacente alcanza cotas más elevadas. Ya se ha dicho que su ausencia en estos sectores se debe a procesos de carácter erosivo, frecuentes en el techo de las terrazas colgadas.

El suelo se formó durante centenares de años coincidiendo en parte con el periodo de ocupación, tal vez entre el 7,5 y el 7,0 ka cal BP según las dataciones radiocarbónicas. Ello explica la interdigitación en el horizonte húmico de estructuras humanas, datadas en torno al 7356 y el 7150 cal BP. Esto es del todo factible ya que el encharcamiento superficial permanente no es necesario para su desarrollo, aunque si una muy elevada humedad freática. Aunque la estrecha relación entre suelo y acción antrópica abre interesantes incógnitas acerca de su génesis, no detectamos evidencias de influencia

humana en sus rasgos, excepto en el marco de las citadas estructuras de combustión. Es por ello que deducimos que su formación se produjo en un contexto natural de elevada humedad. Esta podría ser tanto azonal, resultado de unas condiciones ambientales más húmedas que las actuales, como zonal, en función de la presencia de un nivel freático local muy alto (en relación con la presencia de una surgencia).

En relación con esto último cabe señalar que en el Sector 2 se ha identificado un horizonte húmico similar al descrito pero con una datación diferente. Es la unidad estratigráfica 2006 del Área 2, que ha sido datada en torno al 6631-6313 cal BP y la unidad estratigráfica 2009 del Área 3, que a partir del estudio del escaso material arqueológico documentado se asocia a una fase cultural del **Neolítico Postcardial** (Benàmer III), aunque sin un contexto arqueológico bien definido. Se trata pues de una formación edáfica con diferente posición topográfica (más de 150 cm de desnivel) y diferente datación. A ello cabe añadir que en les Valls d'Alcoi se han documentado suelos similares (véase el descrito en la ribera opuesta o los descritos en Mas d'Is (Díez Castillo *et al.*, 2010), y aunque no todos han sido objeto de estudio de forma específica, parecen ubicarse en contextos geomorfológicos diversos y poseer dataciones variadas, lo que nos lleva a proponer que su formación se da en fases ambientales favorables a lo largo del Holoceno. En coherencia con esta hipótesis, los suelos datados en Benàmer pudieran haberse desarrollado a lo largo de una única y extensa fase favorable o en dos fases diferenciadas, en el contexto de la alternancia en las condiciones ambientales que caracteriza al Holoceno.

En las Áreas 3 y 4 del Sector 2, allí donde se conservaron los niveles de ocupación mesolítica, se producirá la sedimentación de un extenso depósito aluvial formado por arroyadas sucesivas con abundantes gravas, con contacto basal erosivo. En parte es anterior a la ocupación del **Neolítico IC/IIA** (Benàmer IV), datada arqueológicamente en torno al 6250-5750 cal BP y a la que se asocian gran cantidad de silos. Tras la construcción y uso de los silos se produce una nueva fase erosiva y la sedimentación de un paquete de gravas de similares características, que desmantelan la parte superior de las estructuras arqueológicas.

Desde el punto de vista paleoambiental, la movilización de estos paquetes sedimentarios, aun constituyendo el relleno de una vaguada, son de gran relevancia. Se identifica con una fase de activa morfogénesis (reexistencia), que se habría producido con posterioridad a la formación edáfica documentada en Benàmer III y sería anterior y posterior en parte, a la ocupación Benàmer IV. Su formación se situaría pues entre el 6631-6313 y el 6250-5750 cal BP. Por otro lado, se ha observado un sutil incremento de la materia orgánica en los niveles superiores; rasgo que bien pudiera significar una progresiva y rápida mejora de las condiciones ambientales; lo que refuerza la hipótesis de que se trató de un fenómeno de carácter climático.

En el Sector 1, tras los niveles del Neolítico más antiguo, se documenta un extenso hiato sedimentario que pudiéramos poner en relación con una o varias fases erosivas. Un hiato similar, pero afectando a los niveles del Neolítico avanzado, se observa en el Sector 2. Los sedimentos que sellan ambas secuencias son de limos pardos, depositados formando un glacis sobre la terraza. Tanto las fases erosivas como las deposicionales se habrían producido en un contexto ambiental distinto al que dio lugar al suelo, posiblemente con

rasgos de clima Mediterráneo e influencia humana sobre el medio. Se habrían formado en pleno Holoceno superior, ya que se han podido datar al menos en parte por la existencia de estructuras de hábitat de época ibérica en el Sector 1, aunque sin mayor determinación.

Consideraciones finales sobre las condiciones ambientales

A la luz de nuestros datos podemos hacer una propuesta paleoambiental en relación con la evolución del clima holoceno. La ocupación del Mesolítico se produce con posterioridad a una fase de incisión, apertura de un canal en el techo de la terraza, en condiciones ambientales húmedas. Esta ocupación es contemporánea a una fase de activa morfogénesis que culmina con cierta aridez, que explica la potencia del relleno del talweg y la presencia de limos depositados por la acción del viento. Ello es coincidente con lo propuesto desde la palinología y la antracología que parece señalar el paso de un escenario de bastante humedad a cierta aridez, aunque matizada. Una fase humedad con dataciones anteriores al 8,5 ka cal BP es coherente con el modelo de un primer Holoceno húmedo (Cacho Quesada *et al.*, 2001; Badal, 1995; Fletcher y Sanchez Goñi, 2008; Fletcher *et al.*, 2010). El inicio de la sedimentación en la vaguada a partir del 8,5 ka cal BP implicaría un sutil cambio ambiental. La correlación entre la datación obtenida para los niveles finales de ocupación y el evento frío y árido del 8,2 ka cal BP (Bond *et al.*, 2001) es muy sugerente por el significado que pudiera tener respecto al poblamiento humano (Wiersma y Renssen, 2006; Davis y Stevenson, 2007; González Sampériz *et al.* 2009).

El periodo subsiguiente debió de ser una fase de biostasia particularmente húmeda en la cuenca del Serpis, al menos para el periodo bien datado, anterior y contemporáneo al 7,5 ka cal BP. Los resultados son coherentes con otros estudios paleoambientales que defienden un periodo húmedo intermedio. Esta fase pudiera alcanzar hasta al menos el 6,5 ka cal BP, aunque no podemos descartar fases intermedias contrapuestas ya que no poseemos evidencias de los procesos característicos para el extenso periodo que separa Benàmer II de Benàmer III. Encaja muy bien en el modelo propuesto por Fumanal (1995) y los modelos globales.

Un trabajo sobre paleoclimatología para el área de estudio basado en modelos matemáticos analiza la probable distribución de las precipitaciones en el Holoceno a partir de datos globales, y propone un modelo ajustado al propuesto (Miller *et al.*, 2009). Durante el periodo que se extiende entre el 8,5 y el 5,5 ka BP las precipitaciones en julio fueron significativas y regulares, favoreciendo las condiciones de moderada humedad global, frente a la importante irregularidad observada en momentos anteriores y su reducción en momentos posteriores, en los que además, las precipitaciones de septiembre pasaron a ser predominantemente de elevada intensidad. También en un estudio de un valle próximo se ha documentado la formación de un suelo datado en el 5,5 ka cal BP (Tallón-Armada *et al.*, 2014), que indica la existencia de un periodo húmedo intraholoceno más prolongado que lo que las evidencias señalan para Benàmer.

Los rellenos que sirven de base a la gran área de almacenamiento documentada en las Áreas 3 y 4 del Sector 2 se formaron con cierta rapidez, en un breve periodo que se extendería entre el 6,5 y el 5,7 ka cal BP. Dadas sus dimensiones y espectacularidad, aun formando parte del relleno de una vaguada, su deposición parece ajustarse bien con lo que pudiera ser un fase puntual de condiciones ambientales en cierto modo extremas, que habría dado lugar a la movilización de grandes paquetes de sedimentos.

En nuestro caso, en el contexto de condiciones ambientales subhúmedas que caracteriza a les Valls d'Alcoi, una fase de mayor aridez y lluvias de gran intensidad horaria pudo dar origen a estas formaciones, que son testimonio del predominio de los procesos morfogenéticos, en un momento en el que las condiciones ambientales dificultan el desarrollo de la cubierta vegetal y la edafogénesis, y favorecen los procesos erosivos en las partes altas y los de acreción en la cuenca. Estos rasgos, válidos también para los primeros rellenos de la vaguada, parecen más pronunciados en esta segunda fase, tal vez en función de la acción humana sobre el medio, que pudiera ser la responsable de los procesos documentados. Esta fase es coincidente cronológicamente con el evento árido descrito para el 5,9 ka cal BP en el modelo ambiental global (Bond *et al.*, 2001; Jalut *et al.*, 2000). Datos similares se obtuvo del estudio de sedimentos, polen y antracología en otros yacimientos valencianos (Badal *et al.*, 1994 y Fumanal y Dupré, 1980).

La recuperación de los porcentajes de materia orgánica a techo de los niveles aluviales pudiera indicar una mejora en las condiciones de humedad, que como ya vimos perdurarían hasta al menos el 5,5 ka cal BP. La no formación de nuevos suelos estaría en relación con el refuerzo de la tendencia hacia la aridez que genera el evento previo (Wang *et al.*, 2013) y el impacto antrópico sobre les Valls d'Alcoi.

Los sedimentos que sellan las secuencias estudiadas y los hiatos erosivos que las separan se asocian a condiciones ambientales sutilmente distintas a las que dieron lugar a los rellenos anteriores y se habrían formado en fases muy recientes, con condiciones climáticas mediterráneas y una intensa antropización del medio. Se habrían iniciado en el 5,0 ka cal BP en forma del sedimento mixto del perfil 1 del Sector 1 y tendrían fases intercaladas de carácter erosivo. La mayor parte de los depósitos de glacia serían posteriores a época ibérica.

EDAD CAL BP	EDAD CAL BC	EVENTOS BOND CAL BP	CONDICIONES AMBIENTALES GENERALES	ASENTAMIENTOS BENÀMER	RASGOS AMBIENTALES IDENTIFICADOS
1000		1 - 1400	ANTROPIZACIÓN	B. V - ÉP. IBÉRICA	ARROYADAS DIFUSAS GLACIS
2000			ANTROPIZACIÓN		
3000		CLIMA MEDITERRÁNEO / ANTROPIZACIÓN			
4000		3 - 4300	CLIMA MEDITERRÁNEO		HIATOS SEDIMENTARIOS EROSIÓN ¿?
5000			ANTROPIZACIÓN?		
6250-5750	3800-4300	4 - 5900			B. IV - NEOLÍTICO Ic / IIa
6313-6631	4687-4363		HUMEDO Y TEMPLADO	B. III - NEOLÍTICO POSTCARDIAL	FORMACIÓN DE SUELOS CON HORIZONTES HÚMICOS
7000				B. II - NEOLÍTICO CARDIAL	
7424-7567	5474-5617				
8000		5 - 8200		B. I - MESOLÍTICO	ARROYADAS Y EOLIZACIONES EN VAGUADA
8195-8389	6439-6245		HUMEDO Y TEMPLADO		
9000					ENCAJAMIENTO VAGUADA

Tabla 7.15. Propuesta paleoambiental para Benàmer.

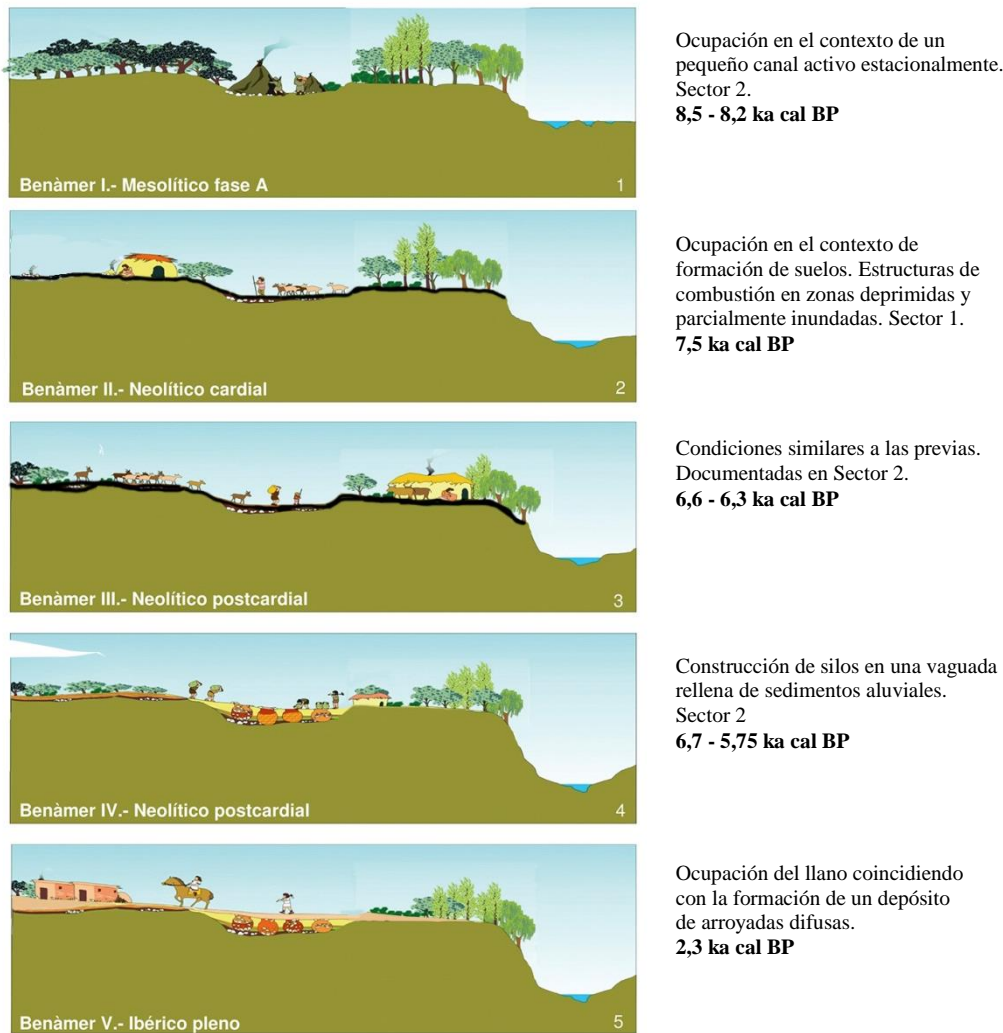


Fig. 7.53. Propuesta de sucesión de ambientes y hábitats en Benàmer. A partir de un dibujo de J.A. López Padilla.

7.7. IMPLICACIONES ARQUEOLÓGICAS DEL ESTUDIO

7.7.1. El vacío arqueológico del final del Mesolítico y el evento 8,2 ka BP

El abandono de Benàmer I se produjo hacia finales del VII milenio a.C., como parece ocurrió en el resto del territorio de las comarcas centromeridionales valencianas (Jover Maestre *et al.*, 2001). Cerca de 400 o 500 años antes de los primeros asentamientos neolíticos. El mesolítico geométrico de la fase B, posterior, aparece en sectores fuera de este ámbito, no alejados, en la cubeta de Villena (Casa de Lara) y el curso medio del Júcar (Cueva de la Cocina).

Como se ha comentado en anteriores capítulos, la ausencia de registros arqueológicos del final del Mesolítico fase B en áreas como la de estas comarcas, ha sido interpretada por parte de algunos investigadores como evidencia de la existencia de verdaderos desiertos

de población, resultado de las estrategia de subsistencia y de adaptación al medio de estas comunidades, en las que factores culturales o/y ambientales serían determinantes. Como ya vimos en Cova d'En Pardo, este posible vacío demográfico es muy significativo en la interpretación de los procesos históricos, ya que las comunidades neolíticas, presentes en el territorio valenciano desde mediados del VI milenio a.C., algunos siglos después de la desaparición de los cazadores-recolectores del registro arqueológico, eligieron estos espacios para su primeros asentamientos, en una estrategia en la que parece ser relevante la búsqueda del no contacto con las comunidades locales. Ahora bien, la ausencia de registros arqueológicos ha sido también interpretada como resultado de la pérdida de los registros sedimentarios, a consecuencia de procesos postdeposicionales en los espacios de hábitat hasta ahora estudiados, cuevas y abrigos preferentemente, por lo que la falta de registro pudiera responder, no a la ausencia de ocupación, sino a su desaparición.

En relación con todo ello y desde el punto de vista ambiental es necesario referirse al evento árido 8,2 en la península Ibérica, que aunque discutido, podría haber dado lugar a cambios relevantes en los ecosistemas (González Sampérez *et al.*, 2009; Fernández López de Pablo y Gómez Puche, 2009; Fernández López de Pablo y Jochim, 2010; Cortés Sánchez *et al.*, 2012). Los cambios climáticos serían los responsables de variaciones en la distribución de la vegetación, de los herbívoros y de la fauna marina, coincidiendo con el transito del Mesolítico fase A al de fase B en nuestro territorio, y ello podría haber dado lugar a cambios en la distribución y organización de los últimos cazadores-recolectores. Pero a su vez, y de nuevo, esta fase climática podría ser la causante de la pérdida de los registros sedimentarios como consecuencia de la activación de los procesos erosivos en medios tan dinámicos como la montaña mediterránea. El evento pues pudiera estar en la base de este vacío, sea cual sea su significación.

En Benàmer, a pesar de que no existe una correspondencia y correlación directa entre los perfiles estratigráficos con datación mesolítica y los del Neolítico más antiguo, podemos abordar el tema de la posible conservación diferencial de las series sedimentarias. Su dinámica, deducida de la secuencia conservada, muestra la existencia de una moderada morfogénesis en el contexto mesolítico, en contraste con la fase biotásica, con formación de horizontes edáficos, que revelan los depósitos del primer Neolítico. Aunque en el perfil estudiado en el contexto mesolítico no se pueden identificar con claridad los procesos posteriores a la ocupación, los niveles superiores de la secuencia mesolítica se han descrito como de abandono, por lo que no se documenta una pérdida de estratos arqueológicos en esta fase. Un hiato afecta en este sector a posibles sedimentos depositados posteriormente, pero creemos que ello no significa la pérdida total de una fase cultural en las estratigrafías de las comarcas centromeridionales del país valenciano, las *montañas* y *valles* del norte del territorio objeto de estudio en esta Tesis. La dinámica sedimentaria es similar en cuevas (que frecuentemente funcionan como sumideros), en abrigos próximos a cauces de barrancos y en la vaguada de Benàmer. Fases climáticas algo más húmedas con flujos de agua sin sedimentos darían lugar a procesos erosivos en estos ambientes, lo que vendría a explicar estos hiatos. Pero en ambientes geomorfológicos y sedimentarios distintos, como en vertientes y llanos, se produciría la formación de suelos. Algunos de estos suelos con datación mesolítica, aunque muy erosionados a lo largo del Holoceno superior, se han preservado en algunos sectores (véase el caso de Mas d'Is -Díez Castillo *et al.*, 2010), por lo que no habría razón para no

encontrar restos de ocupación del Mesolítico geométrico B si esta se hubiera producido. El hecho de no haberlos localizado en los últimos años, tras la realización de importantes excavaciones en llano asociadas a la construcción de grandes infraestructuras, nos lleva a descartar la hipótesis de la pérdida diferencial de secuencias estratigráficas mesolíticas, y proponer que el vacío demográfico es real.

Respecto a la otra hipótesis, la posible influencia del evento árido en los cambios de organización territorial, ya hemos visto que en Benàmer la coincidencia entre el final de la ocupación del geométrico A y esta fase árida parece contrastada, pero ello no implica más que esto: su coetaneidad, ya puesta de manifiesto en otros estudios.

Cabe aquí una pequeña reflexión al respecto. Ya se señaló la existencia de asentamientos del geométrico B en espacios próximos desde el punto de vista geográfico y ambiental. El medio ambiente y las condiciones climáticas serían, como hoy, sutilmente diferentes en los valles centromeridionales valencianos frente a las de la cuenca media del Júcar y del torno de la laguna de Villena (donde se asentaban estos grupos), pero estas diferencias no serían muy significativas desde el punto de vista de la disponibilidad de recursos para las comunidades mesolíticas. En el valle medio del Júcar cabría esperar unas precipitaciones similares o en todo caso menores en volumen y con una distribución parecida, así como unas temperaturas invernales algo más bajas a las de las comarcas centromeridionales. En Villena el clima sería más seco y cálido (Atlas Climático Ibérico, AEMET, 2011). Así las cosas, el área objeto de estudio no debió de tener un clima menos favorable a la sostenibilidad de los ecosistemas que estos otros sectores y por lo tanto no debió ser este el factor determinante del vacío demográfico. En cambio, sí es relevante la presencia de grandes cursos fluviales, de la propia laguna de Villena, o de la Albufera de Anna, de gran riqueza biológica, en las proximidades de las zonas pobladas, frente a la existencia de redes fluviales de menor rango en el área objeto de estudio que pudieron quedar secos en la estación árida, y condicionar la disponibilidad de recursos.⁴

Por su parte, respecto a los recursos litorales, de rasgos muy similares desde el punto de la riqueza biológica a los interiores, se ha propuesto, en relación con los eventos climáticos del 8,2 y el 7,3 ka cal BP cambios en la productividad marina que pudo dificultar su aprovechamiento (Cortés Sánchez *et al.*, 2012). Según esta hipótesis ello pudo impactar en las estrategias de subsistencia de las poblaciones mesolíticas y provocar abandonos de estas zonas durante el tránsito Mesolítico-Neolítico en la zona del mar de Alborán. Para el área valenciana los datos sobre aprovechamientos mesolíticos del medio marino y litoral son abundantes incluso en la fase B del Mesolítico, por ejemplo en Cueva de la Cocina (Pascual Benito y García Puchol, prensa), por lo que habría que descartar esta hipótesis para nuestro territorio.

Así pues, a la espera de información más concreta, podemos proponer que el vacío demográfico es consecuencia de las estrategias de explotación y organización de las comunidades mesolíticas del territorio, que no obstante, posiblemente estuvieron condicionadas por ciertos cambios ambientales.

⁴ En este modelo las ocupaciones del Mesolítico tardío, lejos de las grandes masas de agua (Cueva de la Zorra o Covacha de Llatas, por ejemplo), responderían a estrategias condicionadas por la presencia de grupos neolíticos en el territorio (Jover Maestre y García Atiénzar, 2014) y no supondrían contradicción.

7.7.2. La estacionalidad de la ocupación del asentamiento mesolítico

Los grupos mesolíticos estarían constituidos por un número variable de miembros que podría rondar las 25 personas. Se caracterizarían por su gran movilidad territorial a través de corredores naturales, desde las cabeceras de los ríos hasta la costa. Su carácter nómada les permite obtener directamente o por medio del intercambio, recursos tales como rocas exógenas, placas de esquisto en este caso o recursos marinos (malacofauna, gasterópodos y bivalvos marinos utilizados aquí para elaborar adornos), que aparecen tanto en Benàmer como en otros yacimientos del periodo: Cueva de la Cocina, Covacha de Llatas, Coves de Santa Maira o Abric de la Falguera (Martí *et al.*, 2009).

Ahora bien, destaca en este yacimiento la presencia de *Cerastoderma edule*, con valores relativos muy elevados (el 53,5% del total de los individuos de gasterópodo identificados), y el porcentaje de taxones marinos (un 73,6%, y un total de 84 individuos), superiores a los de otros yacimientos, incluso del Neolítico (Barciela, 2011), lo que podría significar un acceso directo a los recursos marinos más que a su intercambio.

Según el modelo vigente, este carácter nómada y estos desplazamientos se llevarían a cabo sobre un mismo territorio, visitando de forma reiterada los mismos lugares conocidos que permiten el acceso a recursos complementarios. Un modelo que ha sido descrito como “combinación de patrones de movilidad logística y residencial” (Martí *et al.*, 2009), y que según estos autores afectaría a un espacio de en torno a 25 o 35 km² para un conjunto de yacimientos ubicados entre la costa y las primeras elevaciones montañosas. Este patrón sería válido para el sector más litoral de las comarcas centromeridionales valencianas, nuestras *montañas y valles*, y surgió como modelo a partir del estudio de los restos de fauna marina documentados en yacimientos como Coves de Santa Maira, donde se identificó un total de 15 taxones entre Mesolítico y Epipaleolítico (Aura *et al.*, 2006).

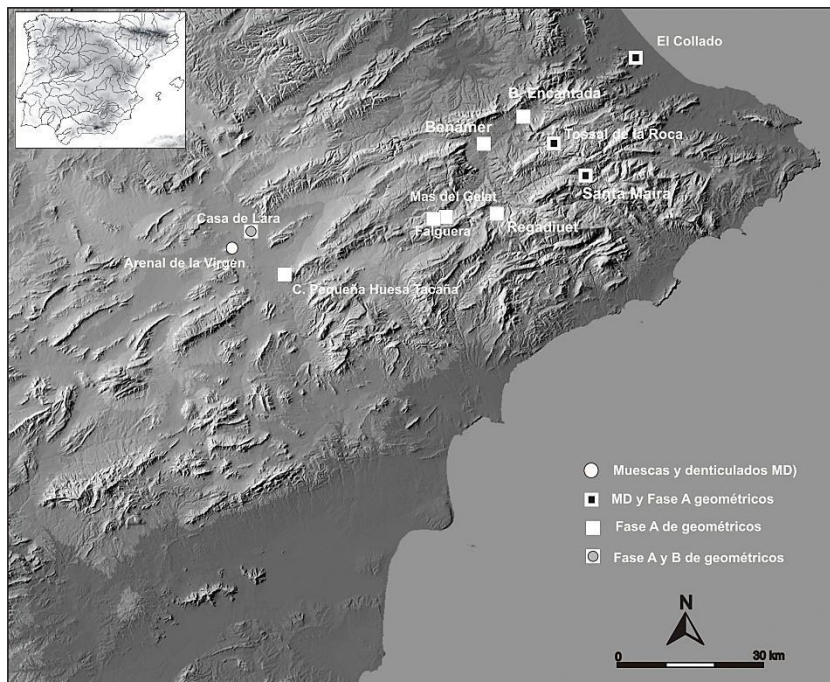


Fig. 7.54. Localización de los yacimientos mesolíticos en el entorno de Benàmer. Publicado en Torregrosa Giménez *et al.* (2011, fig. XXI.6)

En el entorno geográfico de Benàmer encontramos los yacimientos coetáneos al aire libre de Barranc de l'Encantada y Mas del Regadiuet, pero la información que aportan es limitada. Los datos que permiten caracterizar el periodo proceden de estaciones ubicadas bajo abrigos rocosos en valles altos. Es el caso de Tossal de la Roca, Abric de la Falguera y Coves de Santa Maira (Fig. 7.54), ocupaciones que, teniendo en consideración la fauna de Tossal de la Roca (Cacho *et al.*, 1995) se orientaban a la caza de ciervo en primavera y de cabra en verano y otoño. En contraste, se ha propuesto la ocupación del litoral durante las estaciones más frías del año (Pérez Ripoll y Martínez, 2001).

Adaptando ese modelo territorial, Benàmer ocupa un lugar central entre algunos de estos asentamientos ubicados en valles altos o secundario, ya que en este yacimiento se ha propuesto un área que pondría en relación el asentamiento con los del Tossal de la Roca, l'Encantada y Abric de la Falguera, en particular con el primero, con el que comparte algunos tipos de sílex (Jover Maestre *et al.*, 2011). Dado que la ocupación de estos asentamientos de valles de cabecera se asocia con las estaciones de primavera a otoño, desde la arqueología se ha propuesto que *“por las actividades de combustión detectadas y por la elevada presencia de caparazones de moluscos marinos es altamente probable que su mayor frecuentación se pudiera dar en otoño e invierno, destinando los meses de primavera para las batidas de ciervos en los pequeños valles intramontanos de interior y el verano para la caza de la cabra en los mismos lugares o zonas más enriscadas.”* (Jover Maestre *et al.*, 2011), optando por un modelo integrado por los yacimientos de las cuencas más altas y al que sería ajeno el litoral. Con todo, los mismos autores reseñan la posibilidad de que el Collao⁵ de Oliva estuviera ocupado al tiempo que el yacimiento y que ciertos restos líticos los podrían en relación.

Por su parte el estudio arqueozoológico no aporta una pauta que permita establecer la estación del año en que es habitado, ya que se captura una gran variedad de especies de gran y pequeño tamaño, incluyendo ciervos, cabras, lepóridos, jabalíes, bóvidos y équidos (Tormo, 2011); estando los dos últimos prácticamente ausentes de otros yacimientos contemporáneos, probablemente porque estas especies se concentrarían aquí en el valle (Martí *et al.*, 2009).

Por nuestra parte no dudamos de la estacionalidad de la ocupación, la sucesión de fases de enchado así lo corrobora, como también lo hace la existencia de al menos una clara fase de sedimentación de arroyadas intercalada cerca de la base de la secuencia (y posiblemente repetida tras cada ocupación). Ahora bien, en un contexto climático similar al actual, la ocupación del talweg de una vaguada activa al menos estacionalmente, parece ser más coherente en la estación seca.

Esta hipótesis viene de alguna manera a cuestionar el modelo territorial propuesto, en el que Benàmer sería ocupado en invierno. Según nuestro criterio la abundancia de restos malacológicos marinos en el yacimiento, la proximidad relativa del litoral, a una jornada de viaje, la posible relación entre este yacimiento y el Collao propuesta desde la arqueología, la semejanza existente entre las condiciones climáticas invernales actuales de Benàmer y el resto de yacimientos supuestamente interrelacionados, y las evidencias

⁵ También llamado el Collado

de fauna de caza estival en el propio asentamiento, apoyan un esquema distinto, en el que la ocupación podría ser estival y en el que territorio poseería unas dimensiones mayores, poniendo en relación el litoral con los valles interiores, como de hecho quedó recogido en la fig. 11 de Martí *et al.* (2009).

7.7.3. La agricultura de los primeros neolíticos en tierras valencianas: las relaciones entre horizontes edáficos y ocupación humana

El yacimiento de Benàmer forma parte del primer grupo de asentamientos neolíticos valencianos junto con Barranquet d'Oliva, Cova d'En Pardo de Planes, Cova de l'Or de Beniarres, Cova de les Cendres de Teulada, Mas d'Is de Penàguila, Abric de la Falguera d'Alcoi y Cova de la Sarsa de Bocairent, entre otros.

La ocupación neolítica del territorio, como se ha señalado, se habría producido tras un extenso hiato que afecta al territorio de las comarcas centro-meridionales valencianas. Los grupos neolíticos, estructurados en unidades familiares de carácter nuclear o extensión limitada, se desplazaron desde otras áreas de Mediterráneo occidental (García Atiénzar, 2010). Las cuencas del Serpis, Girona, Xaló o Algar se convirtieron en áreas preferentes frente a las grandes llanuras aluviales de los ríos Turia, Júcar o Segura, por la *“imposibilidad de obtener de forma directa (en estas áreas) las materias primas para la manufactura de los instrumentos de trabajo y transformación de alimentos, el requerimiento de mayor fuerza de trabajo para la puesta en explotación...”* así como por *“la necesidad de evitar, inicialmente situaciones de conflicto con los grupos mesolíticos locales”* (Jover Maestre *et al.*, 2011, 349).

Las actividades de autosuficiencia se fundamentarían en la práctica de la caza, la recolección de recursos silvestres, la ganadería de ovicaprinos y una agricultura de cereales y leguminosas. El modelo agrario se basaría en un sistema de producción intensivo sobre suelos muy productivos, coincidiendo con una diversidad de cultivos de cereales, en la que dominan los trigos desnudos y la cebada desnuda, pero en la que los trigos vestidos tienen un papel destacado (Pérez Jordá, 2013), un modelo también llamado de azada intensiva (Bernabeu, 2003), siempre en lugares próximos a cauces fluviales e interfluvios.

Así, en el debate en torno al modelo agrario predominante en las primeras comunidades neolíticas valencianas, el de una agricultura intensiva de azada parece imponerse frente al tradicional modelo de rozas. Los estudios carpológicos y de isótopos señalan hacia un uso limitado del fuego y hacia un aprovechamiento intensivo de suelos para el cultivo de cereales, a través de pequeños asentamientos dispersos en las partes bajas de los valles, junto a suelos ricos y húmedos, óptimos para este modelo, que apenas serían enriquecidos (con carbones y abono). Asentamientos que, en función de la ausencia de grandes estructuras de almacenamiento, pudieran tener cierta movilidad, en relación, tal vez, con la pérdida de productividad de los suelos.

Este modelo es coherente con lo descrito por nosotros para los depósitos sedimentarios datados en el marco del Neolítico IA y IC en Benàmer. Efectivamente, se documentan formaciones edáficas, que aunque posiblemente distribuidas en el territorio por distintos ambientes geomorfológicos en función de unas condiciones ambientales favorables,

tendrían cierto componente de zonalidad, como resultado, en el caso del paleocanal del Sector 1, de una mayor humedad en el perfil edáfico.

La correspondencia entre horizontes edáficos y hábitat neolítico nos lleva a proponer la elección de los suelos más ricos para su uso agrario. A su vez, la superposición de estructuras antrópicas en estos suelos parece indicar un uso discontinuo que sería coherente con la movilidad descrita para estos grupos. Con todo, este posible uso agrario preferente de estos suelos sigue siendo una hipótesis, ya que no disponemos de datos edafocímicos que lo confirmen.

Por otro lado, se ha llegado a proponer para les Valls d'Alcoi una correlación directa entre estas formaciones edáficas, horizontes orgánicos superficiales fosilizados, y los asentamientos agrarios, ya no solo para el primer neolítico, sino hasta fases más avanzadas (Pardo *et al.*, 2009). Esta propuesta se basa en que de forma recurrente los materiales arqueológicos se localizan dentro de estratos de color oscuro que los arqueólogos identifican con horizontes edáficos orgánicos.

Incluso para algunos autores esta relación sería genética. Pardo Gordo *et al.* (2009) proponen un posible origen antrópico de los suelos, como resultado de un aporte significativo de materia orgánica en forma de carbón y desechos asociados a las actividades humanas. Supuesto que se apoya en la documentación de estructuras de combustión en la base de Mas d'Is. Aunque no descartan que su formación se pudiera atribuir a otros procesos.

En Benàmer no existe ninguna evidencia que nos permita interpretar los horizontes edáficos como antrópicos, apenas existen microcarbones fuera del contexto de las estructuras de combustión, por lo que no es probable su enriquecimiento con estos desechos. Las estructuras de combustión existen aquí también, pero no parece posible interpretarlas como relacionadas con quemas para cambiar los rasgos químicos del suelo, sino con una funcionalidad distinta, posiblemente vinculada a la preparación de alimentos. Además, estas estructuras se interdigitan en la secuencia edáfica, de modo que aunque es clara la presencia humana, es posible que esta no alterara significativamente su evolución (Fig. 7.55); en particular, si pensamos en asentamientos discontinuos de vida corta, en el contexto de la formación de horizontes que necesitarían centenares de años para desarrollarse.

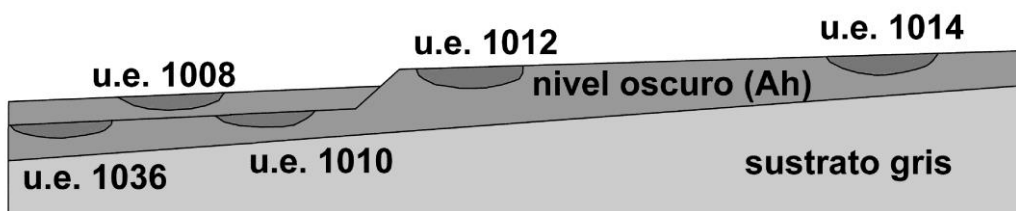


Fig. 7.55. Esquema estratigráfico que muestra la superposición de estructuras de combustión en el horizonte edáfico del Sector 1.

Para nosotros la formación de estos suelos está directamente relacionada con unas condiciones ambientales favorables que se habrían dado a lo largo del Holoceno inferior y

medio. Los cambios ambientales acaecidos al principio del Holoceno superior, así como la intensificación del uso del territorio a través de una agricultura extensiva sobre suelos más frágiles, habría supuesto el final de las condiciones que permitieron la formación de estos horizontes húmicos en los llanos, y habrían dado lugar a procesos morfogénicos que los fosilizaron, sellándolos con depósitos aluviales o, lo que fue más común, erosionándolos hasta hacerlos desaparecer.

La correlación demostrada entre restos arqueológicos y horizontes edáficos pudiera estar no sólo en función de su ocupación intensiva, sino, y sobre todo, en su preservación diferencial. Es lógico y cabe esperar encontrar restos arqueológicos en contextos estratigráficos bien conservados. Los horizontes edáficos enterrados son un buen ejemplo de esta conservación diferencial. Estos debieron ser generales en el territorio, pero tras los intensos procesos de erosión que caracterizan al Holoceno superior sólo se conservan en áreas muy reducidas. Es posible que durante las épocas estudiadas existiera una intensa ocupación del territorio, en particular de estos suelos, por lo que sería de esperar que los restos arqueológicos estén presentes con una frecuencia significativa en los depósitos de la época.

El caso de Benàmer es, creemos, paradigmático, ya que existe una conservación diferencial de distintos elementos arqueológicos, proceso que estaría en relación con los patrones de distribución de las áreas de actividad en el hábitat. Así, las estructuras de combustión se preservan completas e incluso en sucesión estratigráfica, porque se construyeron en zonas deprimidas de elevada humedad o próximas a ella, con tasas de sedimentación elevada, junto a las áreas de hábitat. En cambio, los espacios dedicados a la molienda o al hábitat en la zona central y meridional del Sector 1 que se construyeron en zonas más elevadas, se hallan muy desmantelados.

Cabe señalar aquí que un modelo idéntico se observó en Tossal de les Basses, del Neolítico antiguo avanzado, donde las estructuras de combustión se construyen en la orilla de l'Albufereta, en momentos de bajo nivel de laguna (estivales?), surgiendo así una sucesión estratigráfica de estructuras compleja, separada por niveles de sedimentos lagunares decantados (Ferrer García, inédito).⁶ La elección de estos ambientes sedimentarios, al menos en dos yacimientos debe responder a motivaciones económicas o culturales que trascienden el ámbito de este estudio, pero que consideramos del todo relevantes.

7.7.4. Cambios en el modelo de explotación del territorio al inicio de Neolítico Medio

En la transición entre el Neolítico antiguo y el medio se produjo un cambio en la agricultura. Efectivamente, a partir de finales del V milenio y durante el IV milenio a.C. los datos arqueológicos hacen pensar en un cambio del sistema de producción agraria (Pérez Jordà, 2013). Este evolucionó desde un modelo intensivo y diversificado hacia un modelo de cultivo extensivo de cereal en secano, con arado de tracción animal, sobre mayores extensiones de tierra de menor fertilidad, coincidiendo con la práctica desaparición de los trigos vestidos (más exigentes), la aparición de poblados de mayores dimensiones y de abundantes y grandes estructuras de almacenamiento (silos). Todo ello

⁶ Artículo inédito "El yacimiento del Tossal de les Basses d'Alacant. Geomorfología y Sedimentología de los niveles neolíticos: Estudios preliminares" de 2007.

en relación con un cambio en la organización social, con un aumento de la población y un mayor peso de las unidades familiares nucleares.

En Benàmer hemos visto como cambios arqueológicos importantes en relación con estos procesos coinciden con cambios en la dinámica sedimentaria. Se produce la deposición de arroyadas con fracción gruesa y moderada energía procedentes de los piedemontes, erosionando y fosilizando horizontes edáficos. Sedimentos que servirán como sustrato para la construcción de gran cantidad de estructuras de almacenamiento hasta ahora inexistentes en tal número, concentración y superposición.⁷ La correlación de ambos fenómenos abre la incógnita de la interacción de la evolución del medio y las condiciones ambientales con la dinámica de las sociedades humanas. Se ha propuesto la coincidencia de estos procesos sedimentarios con un evento climático, el descrito como 5,9 cal ka BP, que tuvo un impacto significativo en el medio mediterráneo. Al tiempo cabría esperar cambios en el medio como resultado de la acción humana. Es por ello que no resulta descabellado pensar que los cambios culturales y ambientales estuvieron en este caso en relación.

Los procesos culturales objeto de atención pudieron haberse iniciado con anterioridad y responden a cambios demográficos. El cultivo de alta productividad pudo haber estado muy limitado a espacios reducidos, dada su dependencia de suelos ricos y abundante agua, y por ello no debió permitir la intensificación que exigiría un incremento demográfico (McClure *et al.*, 2009). La solución habría estado precisamente en el incremento del área de cultivo, más extensivo, hacia suelos menos ricos, y un posible desplazamiento del pastoreo a campos en barbecho y zonas más alejadas.

Es poco probable la roturación de los piedemontes de los que proceden los sedimentos aquí estudiados, pero sí es posible que estos se hubieran visto invadidos por los rebaños de ganado instalados sistemáticamente, aun estacionalmente, en los rebordes montañosos. Este uso pudo afectar a la cubierta sedimentaria de los piedemontes (es el caso de Benàmer). Ello nos llevaría a reconocer la influencia de las actividades humanas sobre el medio que explicará la dinámica sedimentaria aquí observada. Al respecto, las dataciones disponibles para el proceso de intensificación de uso de las cuevas como corral y de la degradación de la vegetación de las laderas, son anteriores, se sitúan en torno al 7,0 ka BP en Cova de les Cendres y Cova d'En Pardo (Dupré, 1986; Badal *et al.* 1994, Fumanal, 1995; Ferrer García, 2012; Badal García, Martí Oliver y Pérez Ripoll, 2012), pero los cambios cualitativos en la cubierta vegetal se habría producido a lo largo del V milenio a.C. y podrían culminar en el tránsito hacia el IV milenio a.C., como resultado de un proceso más o menos continuo de difícil concreción a escala local (Badal *et al.*, 2012).

⁷ En Benàmer las estructuras son muy abundantes, pero el espacio estuvo ocupado unos 400 años al menos, por lo que las estructuras coetáneas no sería más de 7 y tendrían una duración media de 10 años. El polen estudiado en su interior reveló la presencia de porcentajes muy elevados del de cereal, lo que se interpretó como evidencia suficiente para establecer su funcionalidad relacionada con su almacenamiento (López *et al.*, 2011). La capacidad de contener grano de estas estructuras en este y otros yacimientos ha servido como indicador indirecto para algunos autores del uso del arado y la puesta en explotación de cereales en régimen de secano (Bernabeu *et al.*, 2006).

Esta última fecha coincidiría *grosso modo* con la propuesta para los cambios en la dinámica sedimentaria y los cambios culturales en Benàmer. Así pues sería posible proponer que la crisis ambiental pudo por un lado, ser al menos en parte inducida por el ser humano, y por otro, uno de los factores que a nivel local propició la aceleración de un cambio cultural ya en marcha. Por otro lado, la falta de formaciones edáficas posteriores al evento árido nos habla de procesos de cambio profundo en este territorio, probablemente inducidos por la acción humana. Es pues posible una relación compleja entre los cambios climáticos, en forma de evento árido, la acción humana transformadora del paisaje vegetal y los procesos sedimentarios. Con todo, no poseemos evidencias arqueológicas o geoarqueológicas muy concretas al respecto, y por el momento esta es una hipótesis que debe seguir siendo investigada.

7.7.5. El excepcional revoco de la estructura negativa E 2121 -Área 4. Sector 2

En relación con las estructuras negativas, fosos o silos del Neolítico avanzado, es de interés señalar que en el proceso de excavación se documentó un conjunto de tres grandes silos, E 2104, E 2131 y E 2121, que a diferencia del resto conservan unos recubrimientos cementados en sus paredes. Su relevancia reside en la posibilidad de que estos revocos endurecidos estén en relación con el uso de la cal durante el Neolítico en nuestro territorio.

La cal es un recurso abiótico resultado de un costoso proceso de elaboración que conlleva la extracción y la trituración de la piedra caliza y su cocción a altas temperaturas (en torno a 900° C) con abundante leña. Trabajo que dura varios días y que exige la participación de varias personas. La determinación del uso de la cal en yacimientos arqueológicos anteriores a época romana es compleja, ya que los procesos de recarbonatación que afectan a la cal apagada producen calcita indistinguible de la natural (Moorey, 1994: 330; Karkanas, 2007, 776), además de ser susceptible de confundirse con sedimentos calcáreos finos naturales (Affonso, 1996). Es conocido el caso del yacimiento neolítico de Çatalhöyük, donde fue descrito el uso de cal en pavimentos a través del microscopio electrónico de barrido (Kingeru *et al.*, 1988), que trabajos posteriores pusieron en cuestión aplicando la metodología del microscopio óptico petrográfico, al señalar que realmente se trataba de material calcáreo blando no calcinado (Matthews *et al.*, 1996). Estudios más recientes llevados a cabo con este último método sobre restos constructivos de la prehistoria griega parecen confirmar de forma definitiva su uso en el Neolítico, aunque sólo estudios a nivel isotópico son resolutivos a la hora de discernir el origen de los materiales utilizados (Karkanas, 2007).

En tierras valencianas el uso de la cal en la arquitectura en momentos anteriores a la época ibérica no estaría suficientemente contrastado, aunque han sido propuestos para un yacimiento del Neolítico avanzado (Vilaplana *et al.*, 2009). Sí se ha podido constatar el uso de la cal en la cultura ibérica en elementos constructivos no estructurales, tales como revestimientos y enlucidos, nunca en morteros (Bonet *et al.*, 2000, 433; Ferrer García, 2010).

El caso que nos ocupa fue objeto de un estudio geoquímico (Martínez Mira *et al.*, 2011) e interpretado como resultado de la actividad biológica. Nosotros por nuestra parte llevamos a cabo un estudio sedimentológico tradicional de un fragmento de revoco, en concreto de la estructura negativa E 2121.



Fig. 7.56. Revoco de la estructura E 2121.

Se trata de una fosa de planta de tendencia circular irregular con unas dimensiones de 2,43 x 2,38 m y una profundidad conservada de cerca de 1,5 m. Su relleno estaba formado por dos unidades estratigráficas, la basal “de tierra de color castaño oscuro, de textura granulosa, homogénea, con restos de travertino” y la superior de “tierra arenosa limosa, compacta, de color grisáceo, mezclada con abundante travertino”. El revoco, singularmente cementado, y por ello conservado, se identificó en la parte alta de su perímetro. Se trata de una capa homogénea de unos 4 a 5 cm de potencia que ocupa toda la parte superior conservada del gran silo (Fig. 7.56). Es un agregado muy consistente y cementado con una cara externa (hacia la estructura) lisa y compacta aunque muy porosa, que posee un grosor de en torno a 1 cm, y una cara interna (de contacto con el

sustrato) muy irregular, con huecos y salientes de hasta 2,5 cm. Estos rasgos son similares a los descritos para otras muestras estudiadas en esta y otras estructuras del yacimiento (Martínez Mira *et al.*, 2011).

La muestra se disgregó sumergiéndola en agitación en hexametáfosfato de sodio durante tres días y fue tratada como un sedimento en el laboratorio. El porcentaje de carbonatos es del 77,2% y el de materia orgánica es del 0,54%. La distribución textural muestra que se trata de un material heterométrico de color gris suave (10 YR 7/2) con cantos y gravas muy abundantes, hasta el 34,3%, agregados carbonatados, tubulares y cilíndricos, con frecuencia unidos por limos blanquecinos muy cementados. En la fracción fina se observa una importante cola de gruesos, así como cierta granoselección en torno a la fracción arena fina y limo grueso, como en las muestras que analizan el sustrato de los silos (Fig. 7.57).

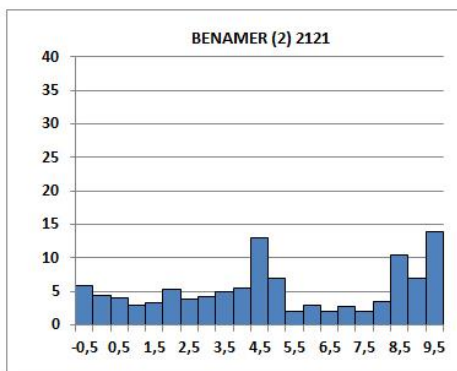


Fig. 7.57. Histograma de distribución textural de la fracción fina de la muestra analizada del revoco de la estructura E 2121.

La determinaron de la presencia de moldes calcáreos de algas de la familia de las *Rivulariaceae* y de las *Phormidiaceae*, y moldes de hongos en estos revocos, es coherente con el uso de los niveles del sustrato (niveles II del Perfil 2 y II y III del Perfil 3 del Sector 2) para su construcción, como ha quedado demostrado.

Ahora bien, Martínez Mira *et al.* (2011) proponen que estas estructuras tobáceas o travertínicas se formaron *in situ* como resultado de la presencia discontinua de agua. Ello daría explicación a su intensa

cementación. Pero según nuestro criterio su explicación es compleja en exceso: señalan que “*el acceso al agua debía ser uniforme en todo el perímetro de cada una de ellas (estructuras negativas). (...) sus paredes actuarían como pequeños saltos de agua con un ángulo de caída de casi 90° por lo que su formación podría relacionarse con los mecanismos de formación de tufas travertínicas presentes en el cauce del río Serpis, aguas arriba, en la zona del Salt*” (Martínez Mira *et al.*, 2011, 290).

Según nuestro criterio es poco probable reproducir en un silo las condiciones típicas de un salto de agua, por lo que la formación de estos moldes calcáreos sería anterior a su uso en la construcción de los silos. Efectivamente, el material consolidado descrito como revoco, está constituido por fracción gruesa de carácter tobáceo con una matriz limoarcillosa rica en carbonatos. Proponemos que la termoalteración ligera pudo formar agregados resistentes que incluirían las formaciones de calcita biogénica documentadas en estas estructuras y en todo el entorno inmediato a los fosos.

Así pues, interpretamos este proceso como resultado de una combustión somera que moviliza el carbonato cálcico consolidando el sedimento, pero que apenas altera sus rasgos cromáticos, y que debió situarse por debajo de los 300 grados centígrados (March, 1995). Dado que no se ha contrastado en tierras valencianas el uso del fuego para la elaboración de materiales de construcción (Ferrer García, 2010), no cabe más que proponer una termoalteración accidental, tal vez como resultado del incendio del silo para su saneo, procedimiento documentado en otros yacimientos, o en relación con otros usos de estas estructuras (Pujante Martínez, 2011; Miret i Mestre, 2014).

8. LA ILLETA DELS BANYETS (EL CAMPELLO)

8.1. INTRODUCCIÓN

La Illeta dels Banyets del Campello (Alicante) es un espacio litoral singular ocupado por un yacimiento arqueológico de compleja estratigrafía, en la que se superponen sucesivas fases de ocupación desde el Calcolítico hasta época islámica. Se trata una pequeña península unida al continente por un tómbolo artificial, que penetra unos 300 metros en el mar, situada en un litoral de acantilados medios y bajos, apuntamientos y plataformas de abrasión. Un espacio rodeado de ensenadas que nos lleva a vincular de forma directa los sucesivos asentamientos arqueológicos con el control de la navegación, de las rutas de cabotaje y de los intercambios comerciales mediterráneos (Fig. 8.1 y 8.2).

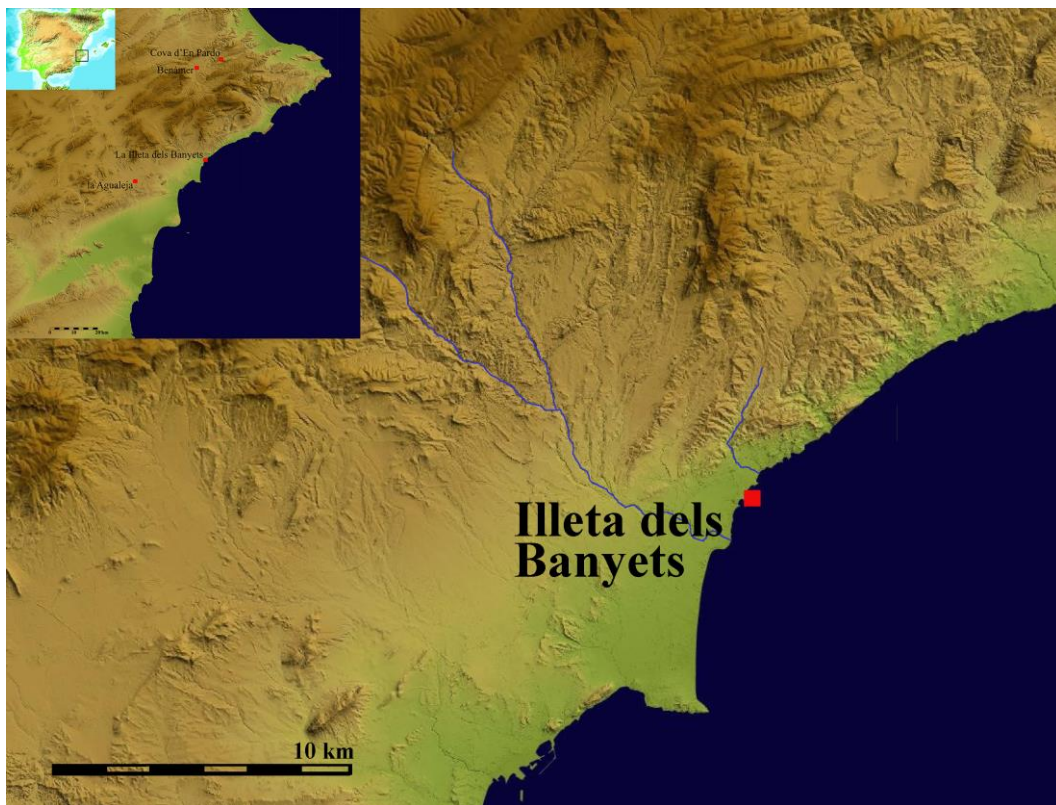


Fig. 8.1. Localización de la Illeta dels Banyets del Campello. Base cartográfica: Institut Cartogràfic Valencià.

El estudio geoarqueológico que aquí presentamos tiene como objeto conocer la evolución de los procesos morfodinámicos del medio sedimentario en el que se ubica el yacimiento durante la primera parte del Holoceno superior, como veremos, un abanico aluvial litoral del pequeño barranco mediterráneo de l'Amerador, y ponerla en relación con los cambios climáticos y ambientales holocenos y los procesos culturales.

El yacimiento es bien conocido desde antiguo. La primera referencia documentada se encuentra en la obra del Deán Bendicho *Chronica de la Muy Ilustre Noble y Leal Ciudad*

de Alicante de 1640, que interpreta los restos arqueológicos como la antigua *Alone*. Esta cita llevó a Francisco Figueras Pacheco, en los años 30 del pasado siglo, a realizar una intervención arqueológica a la que le siguió otra no bien documentada del Padre Belda, Director del Museo Arqueológico Provincial de Alicante (Soler Diaz, 2006).

Los primeros trabajos científicos modernos fueron llevados a cabo por Enrique Llobregat entre 1974 y 1986. A partir de ellos se estableció una primera secuencia de fases culturales. En la base del registro se señaló la existencia de dos ocupaciones de la Edad del Bronce separadas por un “*aluvión violento de barro y gravas*” (Llobregat, 1986, 63). Con todo, sus investigaciones se centraron en la cultura ibérica, para la que se pudo determinar la existencia de un doble templo y almacenes en relación con un importante puerto comercial (Olcina, 1997; Olcina *et al.*, 2009), y en la época romana, de la que documentó los restos de una villa, piscifactorías y unas termas. Un estudio llevado a cabo por el Dr. José Luis Simón en 1986 sobre un testigo preservado durante las excavaciones de Llobregat permitió adscribir la primera fase del Bronce al ámbito argárico y la segunda al Bronce Tardío (Simón, 1997).



Fig. 8.2. Vista aérea de la Illeta dels Banyets. Base cartográfica: Institut Cartogràfic Valencià.

Entre 2000 y 2003 se realizaron una serie de intervenciones arqueológicas destinadas a recuperar el yacimiento para su musealización y uso público, que permitieron establecer la secuencia cultural definitiva.

La ocupación más antigua de la Illeta es de mediados del III milenio a.C., en torno al 3010 a.C. (4,96 ka cal BP), propia del Calcolítico o Eneolítico Pleno. Los restos más destacados de esta fase son los de una cabaña de tendencia circular, denominada Cabaña 3, construida a partir de una somera zanja, con una base de bloques y piedras empastados en fracción fina, sobre la que se construyeron muros y cubiertas de barro y material vegetal diverso. Esta cabaña, que formaría parte de una aldea, incluye grandes contenedores cerámicos que servirían para el almacenamiento de cereal y un extenso

ajuar de restos de sílex y cerámicos, que serían expresión de cierta continuidad en la ocupación (Soler, 2006). Este tipo de asentamientos litorales ha sido documentado también para el Neolítico avanzado en el barrio de Benalúa en Alicante, la playa del Carabassí en Elx y la Bernarda en Rojales cerca de la desembocadura del río Segura. Conjunto de yacimientos que viene a confirmar la ocupación y explotación del litoral en la época (Soler Díaz y López Padilla, 2000-2001).

El asentamiento de la Edad del Bronce Antiguo y Pleno de la Illeta (aproximadamente del 4,0 al 3,6 ka cal BP) es el enclave más septentrional conocido de la cultura del Argar. Se trata de un hábitat en un lugar de gran valor estratégico, rodeado de asentamientos de la cultura del Bronce Valenciano y alejado del resto de yacimientos argáricos, situados los más próximos a decenas de kilómetros al sur, en el Baix Vinalopó. Marca el confín septentrional y oriental del Argar, y tiene una función de “*escala de una navegación de cabotaje o como cabeza de puente hacia el interior*” (Hernández, 1997, 106). Durante el Bronce Antiguo se construyeron un conjunto de grandes cisternas, que estarían en relación con su función portuaria, la Cabaña 4, de la que apenas quedaría testimonio, y un extenso conjunto de enterramientos.

La arquitectura del agua de la Illeta tiene una relevancia excepcional en el contexto de la cultura del Bronce. Se trata de tres cisternas separadas por escasos metros, a las que se unen pequeñas balsas de decantación, de las cuales sólo se ha preservado la de la Cisterna 1, y un sistema de conducción, al menos dos canalizaciones o acequias que nutrirían las Cisternas 1 y 2 de aguas procedentes del sector más oriental del área. La primera cisterna se hallaba muy bien conservada, no alterada por remociones posteriores, aunque fue totalmente excavada por el Dr. Llobregat. La Cisterna 2 se vio afectada por la apertura de una nueva estructura negativa en época ibérica, por lo que de ella solo conservamos un perfil transversal, con uno de sus laterales y un segmento de sus rellenos naturales y de amortización.

Los restos recuperados del Bronce Tardío (a partir del 1,55 ka cal BP) son fundamentalmente cerámicos. Durante este periodo la Cisterna 2 fue puesta de nuevo en uso según las investigaciones arqueológicas y asociada a ella se construyó una superficie llana que hemos dado en llamar Plataforma Oriental. En la Cisterna 1 se ha documentado una remoción en la balsa de decantación, que de nuevo según los arqueólogos sería de esta época (Soler *et al.*, 2012 110). Este poblado, poco conocido arqueológicamente, estaría en relación con el yacimiento de Cabezo Redondo de Villena, donde este periodo tiene una datación entre el 1600 y el 1300 cal a.C. (Hernández Pérez, 2009-2010).

En época ibérica, entre los siglos IV y III a.C., se desarrolla un urbanismo ortogonal que afecta a los niveles previos. Además de los dos edificios interpretados como templos, al menos uno de ellos seguro (Olcina, 1997) y un almacén, se ha estudiado una casa señorial y diversas construcciones auxiliares, entre las que destacan los hornos de productos cerámicos de la zona litoral inmediata a la Illeta, excavados por López Seguí (Olcina y López Seguí, 1997) y unas posibles instalaciones de salazón de pescado.

Entre el siglo I y II d.C. se ubica en la Illeta una villa rústica, que incluye una almazara y unas termas privadas. Los elementos más característicos son, sin duda, los dos conjuntos de balsas o piscinas inundadas de agua marina, posibles viveros relacionados con la

salazón del pescado y la producción de *garum* (Martín, 1970). El occidental, más erosionado, ha sido interpretado por algunos autores como de época ibérica (Rosselló, 1999). En el principal, el oriental, aparecen algunos restos de *opus cementicium* que nos permite adscribirlo a época romana con mayor seguridad (Olcina Domènech y García Martín, 1997).

Parece ser que en época musulmana la península llegó a convertirse en un verdadero islote, tras un terremoto que en esa época habría afectado a la zona. Tal vez el descrito por al-Udrí en la Vega Baja para el año 1048 (Olcina, 1997). En 1943 la Illeta dejó de serlo, al construirse el tómbolo artificial desmontando parte del yacimiento con explosivos, con el objeto de levantar allí un refugio de pescadores (Figueras, 1950).

8.2. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

El entorno continental inmediato y la Illeta misma conforman el flanco distal derecho de un abanico aluvial cuaternario poligénico, hoy desmantelado por efecto de la neotectónica y la erosión marina, que transformaron la Illeta en una península y posteriormente en un islote en un litoral de acantilados bajos y medios y escollos en el norte del Campello (Fig. 8.2 y 8.3).

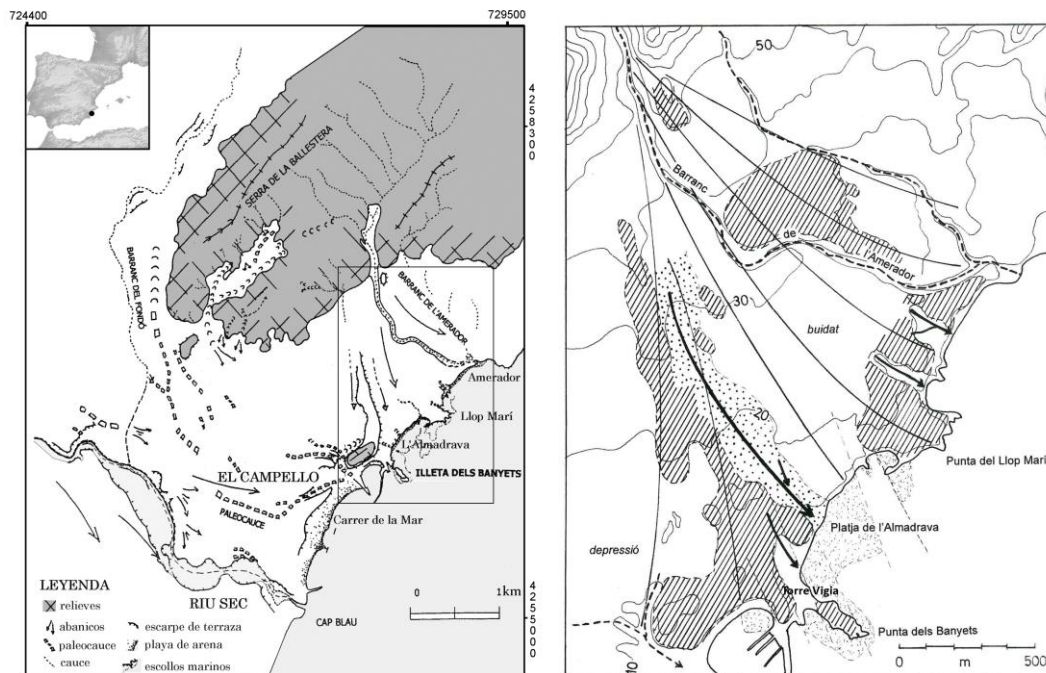


Fig. 8.3. Esquema geomorfológico de la Illeta dels Banyets y su entorno. El esquema de la derecha está tomado de Rosselló (1999, fig. 4, realizada por la Dra. Francisca Segura). La isohipsa de 20 m remarca los encostramientos (área rallada), que ha preservado los flancos del cono y las prominencias marinas, la Illeta incluida. Las depresiones deben ser neotectónicas y erosivas. Las flechas cortas señalan paleocauces encajados, y la larga el paleolecho principal. El paleocanal aparece punteado.

Efectivamente, la pequeña península o promontorio de la Illeta, de orientación WNW-WSE, ha perdido su conexión con el litoral, sustituida por un istmo artificial de 30 m de ancho que interrumpe la formación geomorfológica de la que forma parte. Tiene una

superficie de unos 220 m de longitud y unos 60 m de anchura, y se halla delimitada en su totalidad por escarpes que alcanzan una altitud de 7,8 m en su extremo occidental y unos 5 m en su extremo oriental, siguiendo la pendiente original desde tierra. Entre estos escarpes y el mar se desarrollan balmas y pequeñas rasas escalonadas.

Este singular apuntamiento costero y su entorno han sido objeto de atención de relevantes geólogos y geomorfólogos (Montenat, 1973; Asensio y Rey, 1973; Gaibar, 1974; Dumas, 1977 y Rosselló, 1999). El área forma parte del límite entre la cuenca sedimentaria del Camp d'Alacant al sur y el paisaje plegado del norte, constituido por afloramientos de margas arcillosas, biocalcarenitas y niveles esporádicos de calizas nodulosas fosilíferas del Oligoceno, que forman parte del surco flysch el Campello-Vila Joiosa (IGME 1978 y 1981). En discordancia sobre estos materiales plegados descansan sedimentos tortonienses postorogénicos (Montenat, 1973), posiblemente messinienses según Rosselló (1999), en los que predominan las molasas amarillas con pasadas de restos biógenos litorales, que constituyen el sustrato geológico en la Illeta (Fig. 8.4).

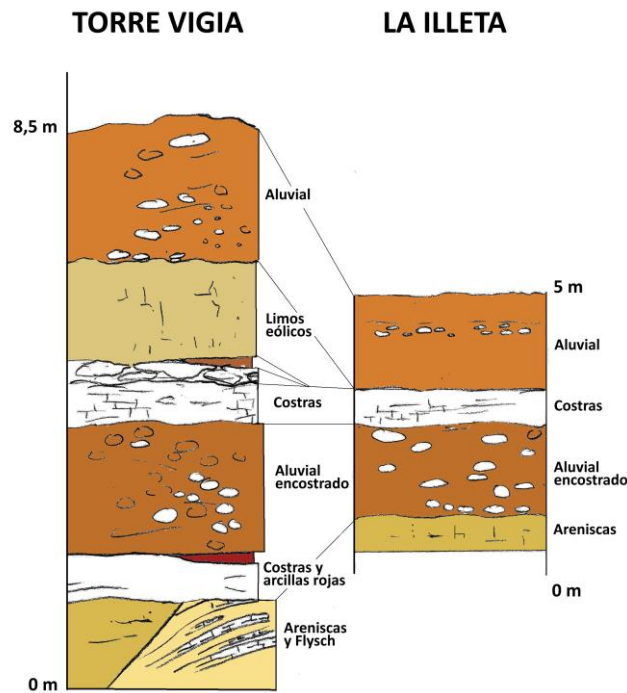


Fig. 8.4. Secuencia estratigráfica tipo del área de la Illeta dels Banyets. Esquema autor.

En su secuencia estratigráfica cuaternaria (Fig. 8.4) se han descrito costras calcáreas y limos rojos interpretados como villafranquienses sobre las areniscas miocenas (Rosselló, 1999). Por encima se deposita un potente aluvión con cantos y bloques heterométricos subangulosos y matriz arenosa con cierto grado de cementación, sellado por una costra de más de 50 cm de potencia. Este sedimento forma parte del abanico aluvial pleistoceno del barranco de l'Amerador, construido sobre el poco pronunciado relieve postorogénico, con

unos 1,7 km de radio y una cuenca de 12 km² entre las sierras de la Ballestera, Cabrafic y Baranyes (Rosselló, 1999, fig. 4, a partir de la interpretación de la Dra. Francisca Segura, Fig. 8.3). El encostramiento pleistoceno que lo sella se ha preservado en los flancos del abanico y el litoral y sus prominencias, Torre Vigia, la Illeta y Punta del Llop Marí. En amplios sectores de su superficie ha desaparecido como resultado de la erosión y la neotectónica. En estos lugares se forman depresiones y paleocauces, entre ellos el descrito como el principal.



Fig. 8.5. Escarpe de la Illeta en su extremo SW. Entre las molasas basales y la costra pleistocena los cantos rodados del abanico aluvial tienen perforaciones de litófagos marinos.

que indica que formaron parte de un nivel playero en el extremo distal del abanico, que se construyó sobre una línea de costa que se hallaría en avance, posiblemente en el Tirreniense (Rosselló, 1999), lo que permite datar la estructura sedimentaria en el inicio del Pleistoceno superior.



Fig. 8.6. Escarpe de la Torre Vigia junto al yacimiento. Entre la costra sobre el abanico aluvial pleistoceno y el abanico holoceno aparecen limos rojos y blanco amarillos.

Los sedimentos aluviales cementados conforman el frente litoral que va desde la Illeta al sur hasta la playa de l'Almadrava al norte, donde actualmente desemboca al barranco con un cauce encajado y sin terrazas. En los escarpes marinos de la Torre Vigia se puede seguir la costra calcárea a cota 5 m, a 3,5 m en el extremo occidental de la Illeta y 1,5 m en el oriental. Por debajo de esta costra los cantos del abanico de algunos acantilados y de la Illeta presentan perforaciones de litófagos y retoque marino (es el caso de la Punta del Llop Marí - Asensio y Rey, 1973) (Fig. 8.5), lo

Completa la serie sedimentaria local un conjunto de depósitos no consolidados del Pleistoceno superior y del Holoceno, que se pueden observar en el promontorio de la Torre Vigia, junto a la Illeta, en particular limos amarillos (o mejor blancos) datados en torno al 14 ka BP sin calibrar por termoluminiscencia por la Dra. Mycielska (según indica Rosselló en su publicación de 1999), y sedimentos del Holoceno, con frecuencia aluviales con fracción gruesa rodada y subredondeada (Fig. 8.6). En estos últimos se intercalan niveles y estructuras arqueológicas en forma de enterramientos argáricos en el continente.

Parte de las formaciones sedimentarias holocenas se han descrito en el contexto arqueológico de la Illeta a lo largo de trabajos previos. Llobregat propuso la existencia de un sedimento eólico entre dos niveles de la Edad del Bronce y un aluvión de gravas y barro que destruyó las estructuras de este periodo. El primero fue reinterpretado por Rosselló (1999) como de arenas y limos asociables a un episodio torrencial. El sedimento de gravas fue interpretado por Simón (1997) como del primer milenio a.C. y posiblemente vinculado a un evento marino, un tsunami. Matarredona (1976) a su vez lo consideró como un aluvión fluvial mal clasificado procedente del barranco de l'Amerador, depositado cuando el barranco todavía no estaba encajado o como resultado de una inundación extraordinaria que pudo circular por el eje axial del abanico. Propuesta con la que Rosselló está de acuerdo (Rosselló, 1999).

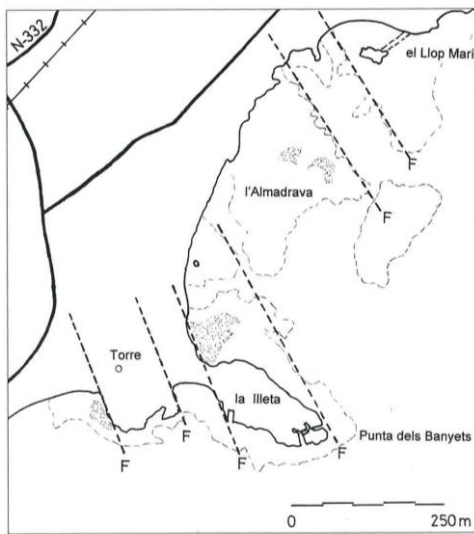


Fig. 8.7. Esquema de la hipótesis tectónica de microbloques litorales defendida por Rosselló (1999, fig. 6).

también cambios con pulsaciones erosivas de la línea de costa, asociadas con movimientos eustáticos o procesos climáticos en el mar Mediterráneo.¹ La suma de estos procesos ha permitido la conservación de apuntamientos en los bloques elevados entre los que se sitúa el bloque deprimido de la playa de l'Almadrava, que está afectado con mayor intensidad por los procesos erosivos litorales, de los que son testimonio los escollos y las superficies de abrasión, y en el que se ha desarrollado un estrecho cordón de cantos adosado a un acantilado bajo. En particular, los cambios del nivel marino y su acción erosiva son los responsables de la formación de las balmas y pequeñas rasas que caracterizan el litoral de la Illeta (Rosselló, 1999).

La configuración actual de este sector litoral está determinada por los movimientos neotectónicos cuaternarios y la erosión marina diferencial a lo largo del Holoceno medio y superior, en función del mayor o menor encostramiento de los depósitos. La presencia de bloques del abanico pleistoceno más o menos elevados es el resultado de movimientos neotectónicos, ya sea por la flexión de un suave sinclinal (Dumas, 1977) ya sea por la presencia de bloques fallados, separados por fracturas transversales que actúan como líneas de debilidad a partir de las cuales la acción erosiva ha sido más intensa (Rosselló, 1999, fig. 8.6, Fig. 8.7). Por su parte el nivel del mar ha variado a lo largo del Holoceno. Alcanza su máximo en torno al 6 ka cal BP (Zazo, 2006).

Durante el Holoceno superior se han producido

¹ Documentadas en forma de playas de cantos elevadas y apertura de los sistemas albufereños litorales al medio marino. Fenómenos datados en torno al 6,3, el 5,9 y el 4 ka cal BP en Torrevieja (Gozálvez, 1985); el 5,9 ka cal BP en les Penyes de l'Albir (Fumanal y Yebenes, 1996); el 3,6 - 3,5 ka cal BP en el Carabassí (Radkte, 1985), Santa Pola (Goy *et al.*, 1993) y l'Albufereta d'Alacant (Ferrer García y Blázquez Morilla, 2012); el 2,7 ka cal BP en Guardamar (Ferrer García, 2012) y el 1,5 ka cal BP en Dénia y Santa Pola (Ferrer García, 2005).

8.3. ESTRATIGRAFÍA

Se estudió un total de seis perfiles estratigráficos, todos ellos en el Sector D y en relación con la investigación arqueológica: el Testigo A de las Cabañas 3 y 4, el perfil abierto en los rellenos de la Conducción 1, anexa a este testigo, el perfil abierto en Testigo Occidental, en el área más próxima al continente del Sector D, uno de los perfiles abiertos en la Plataforma Oriental, el perfil de rellenos prehistóricos de la Cisterna 2, y un perfil en la U.E. 402 de la Cisterna 1, así como los elementos constitutivos del muro / talud de la misma (Fig. 8.8 y 8.9).



Fig. 8.8. Vista de la Illeta y localización de los perfiles estudiados con su denominación arqueológica. La contracción del nombre se ha utilizado para identificar las muestras analizadas de los niveles de cada uno de los perfiles en la representación gráfica de sus rasgos texturales. Fotografía Marq.

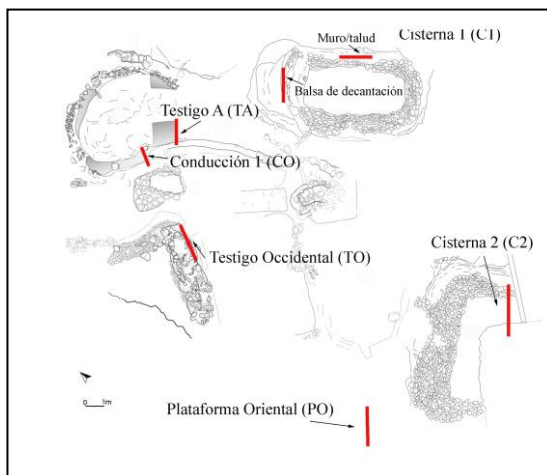


Fig. 8.9. Esquema de la relación espacial de los perfiles estudiados (Publicado por Soler (2006).

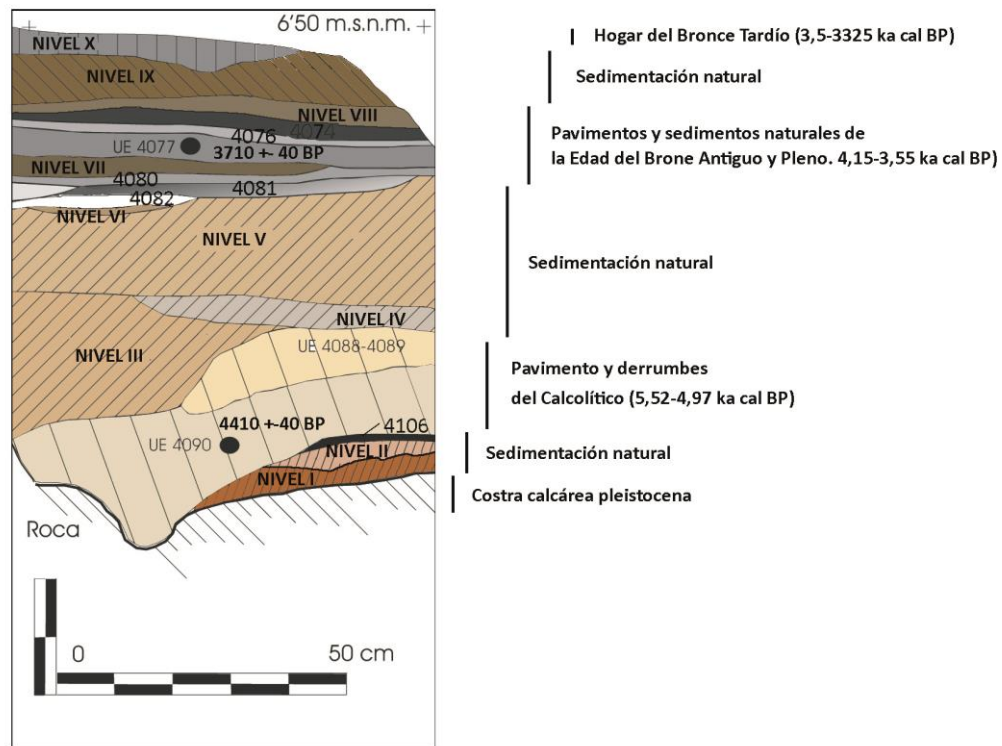


Fig. 8.13. Estratigrafía de Testigo A y correspondencia cronoestratigráfica. Elaboración propia a partir de estratigrafía arqueológica.

El **nivel I** (U.E. 4091) es un depósito de 8 cm de potencia máxima de arenas finas y limos de color marrón fuerte (7,5YR 5/8), con algunos cantos procedentes de costra calcárea no rodada. Aparece en contacto neto sobre la costra calcárea pleistocena y presenta una estructura masiva, aunque la fracción gruesa se dispone horizontal a la base. No se registró en el perfil ni en el resto de la excavación de la unidad material arqueológico alguno.

El **nivel II** (U.E. 4092) es un depósito con contacto neto sobre el infrayacente, en forma de cuña, de hasta 15 cm de potencia máxima, de arcillas, limos y arenas finas de color pardo-marrón (10YR 7/3), con algunos agregados tamaño canto procedentes de margas. No se documentó material arqueológico.

A estos niveles les sigue un conjunto de unidades estratigráficas que forman parte de pavimentos y derrumbes asociados a la Cabaña 3, de una fase de ocupación calcolítica, datada en torno al 3090 - 2930 a.C. (4410 (\pm 40) BP, Beta 152951)² a partir de carbones de la U.E. 4090, que los restos cerámicos recuperados confirman y adscriben al Calcolítico Pleno (Soler, 2006). Se trata de las unidades 4106 y 4090.³ Asociadas a este

² Un sigma (95%): 3310 - 3230 cal a.C. / Dos sigmas (68%): 3090 - 2930 cal a.C.

³ La U.E. **4106** es la primera unidad arqueológica documentada, y ha sido interpretada desde la arqueología como el único pavimento de la primera fase de ocupación, de datación calcolítica. Ocupa *grosso modo* la superficie delimitada por una estructura irregular de piedras de pequeño y mediano tamaño (de 10 a 20 cm) que marca el perímetro de la Cabaña 3, zócalo perimetral de la estructura. Es una capa de 1 a 2 cm de espesor de finas arcillas de color ocre-amarillo (10YR 7/8).

derrumbe se hallan las unidades estratigráficas 4089 y 4088 con una gran concentración de pellas de barro ligeramente quemadas, con improntas vegetales y restos de enlucidos en algunas de sus caras. Se trataría de restos de muros de la cabaña derrumbados con posterioridad a los anteriores.⁴

Los depósitos subsiguientes, los niveles del III al VI, se corresponden con las unidades estratigráficas 4087, 4085, 4084/86 y 4083. Son sedimentos con una potencia total de más de 25 cm, sin apenas fracción gruesa ni restos arqueológicos, que se interpretaron como de origen natural.

El **nivel III** (U.E. 4087) es una unidad de limoarcillas masivas de color pardo marrón (10YR 7/4) con abundantes fragmentos margosos. En ella se han documentado restos de gasterópodos continentales tales como *Iberus alonensis* y *Rumina decollata*.

El **nivel IV** (U.E. 4085) se documenta en cambio lateral, completando la potencia del nivel III sobre la U.E. 4088 en el extremo meridional del perfil. Se trata de arenas de color grisáceo (2,5Y 7/1).

El **nivel V** (U.E. 4084/4086) es un depósito de hasta 15 cm de potencia máxima. Fracciones finas de arenas, limos y arcillas formando agregados algo resistentes de color amarillo pálido (2,5Y 7/4). Aparecen escasos cantos subangulosos de caliza rojiza. Gravas de caliza, concreciones carbonatadas de sistemas radiculares y fragmentos de costra detrítica.

El **nivel VI** (U.E. 4083) es una unidad lenticular de menos de 5 cm de potencia de contactos netos a base y techo. Arenas de color marrón muy pálido (10YR 7/4) que se pueden correlacionar con las arenas identificadas en el depósito de textura franca del nivel V. Formaría parte del conjunto de sedimentos naturales que marcan la fase de no ocupación y que demuestran, con su variedad, que no es un fenómeno puntual, sino que se corresponde con una tendencia prolongada en el tiempo. Sus rasgos y geometría llevan a no descartar la hipótesis de que pudiera tratarse de un nivel laminar antropogénico.

Continúa la secuencia un conjunto de unidades sedimentarias laminares que individualmente no superan los 5 cm. Se trata de las unidades estratigráficas 4082, 4081 y

La **U.E. 4090** se documenta sobre el pavimento. La abundancia de carbones, de restos arqueológicos y de elementos constructivos con improntas vegetales, posibles cubiertas o paredes, ha llevado a los arqueólogos a interpretarla como un nivel de derrumbe. Es un nivel de espesor variable, de 15 cm de potencia máxima, que se acuña y alcanza la base del perfil en su extremo izquierdo. Sedimentos oscuros (10YR 6/1) y limosos, con abundantes cenizas, carbones de reducido calibre y restos de materiales de construcción parcialmente quemados. Un hallazgo relevante es el conjunto de 60 gasterópodos marinos (*Cerithium vulgatum*, con algunos ejemplares de *Thais haemastoma*, *Murex trunculus* (*Hexaplex trunculus*) y *Columbella rustica*. Conchas de especies comestibles de fondos rocosos, alteradas y quemadas.

⁴ La **U.E. 4089**, es un nivel en contacto difuso con el inferior, aunque marcado por algunos cantos en disposición horizontal. Es de arcillas y limos pardo-marrones (10YR 7/3) con alguna fracción gruesa. Disposición irregular y espesor variable, que alcanza una potencia máxima de unos 12 cm. La correspondencia en cambio lateral con la U.E. 4090 parece indicar que podría estar formado por el derrumbe de estructuras de techumbre y paredes.

La **U.E. 4088** es un subnivel constituido por un fragmento o bloque de margas con signos de rubefacción (10 YR8/6). Aparece sobre los carbones de la U.E. 4090 y en cambio lateral con U.E. 4089. La presencia de estos rasgos derivados de la acción del fuego confirma que se trata de un nivel de incendio de la Cabaña 3.

4080, y de la U.E. 4078/4096, en cambio lateral con las dos primeras, de la fase de ocupación arqueológica del Bronce Antiguo/Pleno.⁵ Rellenan una zanja que sirve de base a la conducción de agua o Canalización 1, asociada a la Cisterna 1 (ver más abajo).

El **nivel VII** (U.E. 4079) es también un estrato laminar, de en torno a 5 cm de potencia, con contacto neto a base con las unidades estratigráficas 4078/4096 y 4080. Es de gravas y cantos en estructura masiva embastados en una matriz de limoarenas de color marrón pálido (10YR 6/3). Para ella tenemos las mismas dudas que las expresadas en el nivel VI. Pudiera ser natural, aunque de nuevo parece estar en relación con la Canalización 1.

Las unidades estratigráficas 4077, 4076, 4074 y 4075 también laminares, expresan una sucesión de niveles de cenizas y carbones con otros de sedimentos pardos, que han sido interpretados arqueológicamente como vinculados a sucesivos pavimentos superpuestos a la Conducción 1 y en relación con la Cabaña 4 descrita por Llobregat (1974).⁶ La datación de un carbón de la unidad 4077, es de la Edad del Bronce Antiguo y Pleno, en torno al 2140 - 2030 a.C. (3710 ± 40 BP, Beta 152950)⁷. Esta adscripción ha sido confirmada por los conjuntos cerámicos recuperados.

El **nivel VIII** se corresponde con una de las laminaciones finales de esta serie, la U.E. 4075, estudiado por sus singulares rasgos. Lamina de 4 cm de limos, arena, gravas y cantos, en ocasiones aplanados litorales. Color marrón gris oscuro (10YR 4/2). Parte de la fracción gruesa presenta alteración por la acción de litófagos marinos. Litología caliza de diverso origen con frecuencia quemada y muy quemada. Abundantes carbones y cenizas que alteran sus rasgos texturales, pero sin restos arqueológicos según el informe arqueológico. Nosotros documentamos algunos fragmentos óseos quemados.

El **nivel IX** (U.E. 4072), directamente sobre el nivel VII, está constituido por un aporte sedimentario sin restos arqueológicos, aunque incluye intercalado un estrato lenticular de cenizas y abundantes carbones. Es una unidad sedimentaria de hasta 15 cm constituida por gruesos imbricados a favor de un flujo desde el continente y con estructura planar. Gravas redondeadas y cantos redondeados y subredondeados, inscritos en una matriz de arena gruesa de color marrón pálido (10YR 6/3). Litológicamente la fracción gruesa muestra un origen muy variado.

⁵ La U.E. 4082 es una lámina estéril de 2 a 3 cm de limos con arenas y arcillas de color marrón (10 YR 5/3).

La U.E. 4081 es una capa lenticular horizontal a la base de hasta 5 cm de potencia de arcillas compactas de color gris (10YR 7/1). Sin restos arqueológicos.

La U.E. 4080 es un nivel arcilloso de entre 1 y 3 cm similar a las arcillas descritas en el nivel V, pero de color verde oliva pálido (5Y 6/4) con diminutos carbones.

La U.E. 4078/4096 aparece acuñada y en cambio lateral a la izquierda con los anteriores niveles. Es un depósito de arenas finas de color amarillo (2,5Y 8/4) en apariencia muy bien clasificadas, formando agregados carbonatados. Algún carbón en la fracción arenosa. Como el resto, se halla asociado a la estructura de Canalización 1.

⁶ La U.E. 4077. Es una capa laminar de cenizas y carbones de color gris oscuro (2,5Y 4/1) que alcanza hasta 5 cm de potencia. Contiene fragmentos cerámicos pequeños e informes, así como una concha de *Rumina decollata*.

La U.E. 4076 es también laminar, de 4 cm de arenas y arcillas de color anaranjado (10YR 7/6).

La U.E. 4074 es una lámina de 2 cm constituida fundamentalmente por carbones. Es similar a UE 4077.

⁷ Un sigma (95%): 2210 - 1970 cal a.C. / Dos sigmas (68%): 2140 - 2030 cal a.C.

El **nivel X** (U.E. 4071) es una unidad superpuesta a la anterior, sobre la que se construye un hogar o se desarrolla un nivel de incendio *in situ*, que aunque no incluye material arqueológico, ha sido interpretado como evidencia de la fase de ocupación del Bronce Tardío, documentada ampliamente en otros sectores del yacimiento a partir de restos cerámicos significativos.

Es un depósito de 5 cm de arenas gruesas, cenizas y carbones de color gris (10YR 5/1) con fracciones gruesas, gravas y cantos muy rodados y no quemados. Aparecen agregados redondeados que contienen cenizas microestratificadas y poco alteradas. La incorporación del carbón y las cenizas es posterior al proceso sedimentario original.

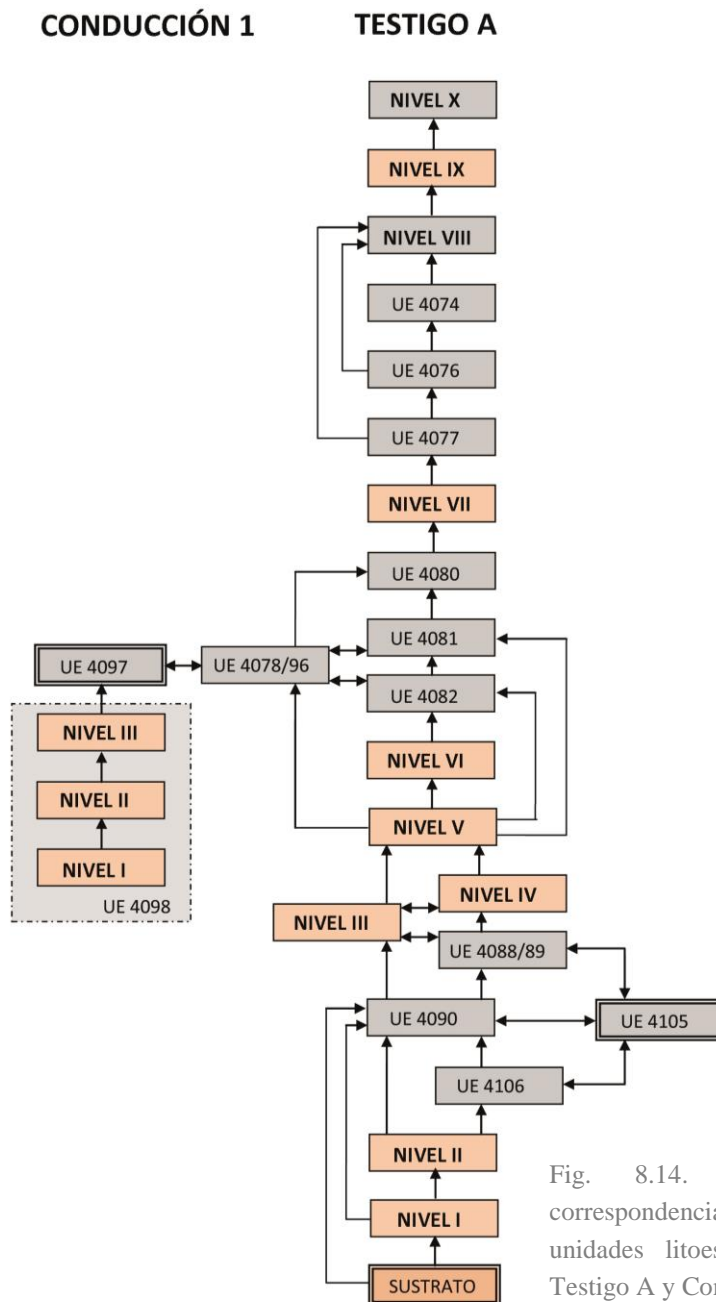


Fig. 8.14. Esquema de correspondencia entre niveles y unidades litoestratigráficas en Testigo A y Conducción 1.

8.3.2. Conducción 1 (CO)

Asociado al Perfil A del Testigo A se estudió un conjunto de unidades estratigráficas que aparecen en cambio lateral con los pavimentos descritos como de la Edad del Bronce Antiguo y Pleno. Se trata de una zanja u estructura negativa (U.E. 4098) que presenta una sección en “u” irregular, con una profundidad de 20 cm y una anchura máxima de 70 cm, abierta sobre sedimentos estériles posteriores a la ocupación del Calcolítico (Fig. 8.8, 8.9 y 8.14). Sobre ella se documenta un conjunto de lajas de piedra (U.E. 4097) que se aglutinan con una matriz (Fig. 8.15 y 8.16).

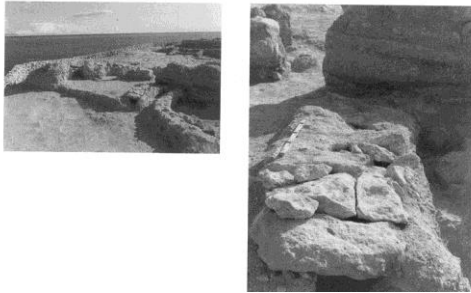


Fig. 8.15. Fotografías de la Conducción 1. Tomadas de Soler (2006).

El conjunto forma la Conducción 1, que parece dirigirse desde el área continental hacia la Cisterna 1, datada en la Edad del Bronce. Sería pues contemporánea a esa época. La fecha obtenida para la U.E. 4077 sobre la Conducción 1 en el Perfil A del Testigo A (U.E. 4077), en torno al 2140 - 2030 a.C. (ver más arriba), coincidiría *grosso modo* con la obtenida en la capa laminar de carbones próxima a la base del testigo de la balsa de decantación en la Cisterna 1, de en torno al 2030 - 1940 a.C.

(ver más abajo), y se correspondería con el inicio de la puesta en marcha de esta estructura hidráulica en la Edad de Bronce Antiguo.

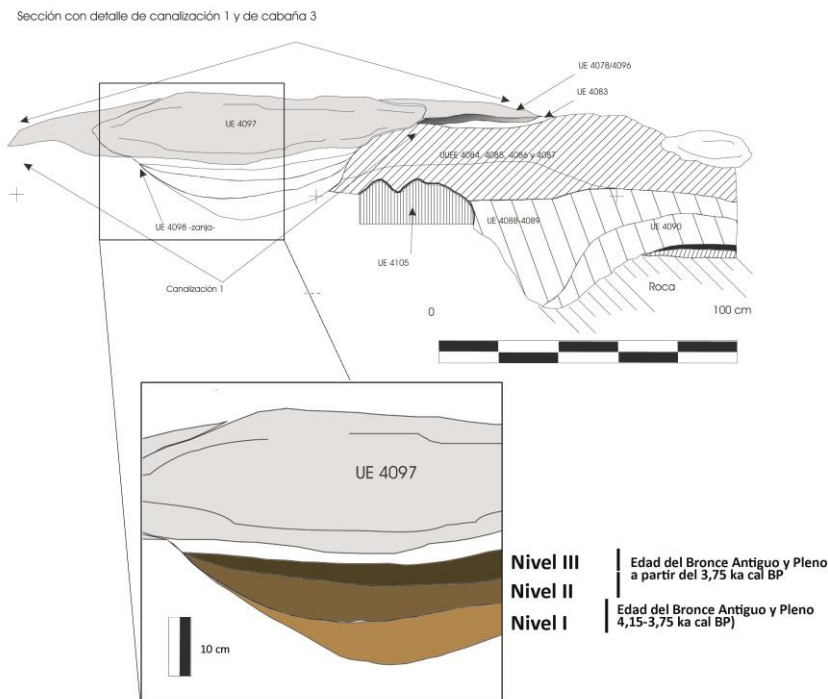


Fig. 8.16. Esquema estratigráfico de Conducción 1 y correspondencia cronoestratigráfica. Elaboración propia a partir de la estratigrafía arqueológica.

La conducción quedó interrumpida de manera muy temprana. Una tumba en cista, identificada con el número 3, rompe la estructura. Su datación radiocarbónica aportó una datación situada en torno al 1820 cal a.C. (Beta 188927), lo que hace presuponer a los arqueólogos que la canalización ya no es útil en esa fecha, en plena Edad del Bronce. En total habría sido funcional unos 250 años. Su canal está relleno con una sucesión de tres unidades estratigráficas de carácter lenticular y una potencia de en torno a los 7 cm de media, que fueron muestreadas para su análisis sedimentológico:

El **nivel I** (U.E. 4101) es la unidad basal. Está formada por sedimentos preferentemente finos, limo arenosos, de color marrón claro (10YR 7/6) con algunas gravas (también cantos según el informe arqueológico).

El **nivel II** (U.E. 4100) es de arcillas de color marrón claro (10YR 5/4). No presenta fracción gruesa. Se documentan restos de conchuela de malacofauna continental.

El **nivel III** (U.E. 4099) sella el conducto. Es de limoarcillas de color marrón oscuro (10YR 4/4) con agregados de color algo más claro asociados a elementos constructivos o restos de la argamasa.

8.3.3. Testigo Occidental (TO)

En el extremo occidental del sector D, en la parte más próxima de la Illeta al continente, se conserva un testigo que incluye a techo los fundamentos de un muro ibérico (Fig. 8.8 y 8.9). El perfil abierto muestra una sucesión de hasta 6 niveles litoestratigráficos en apenas un metro de potencia total, con base, no siempre vista, constituida por la costra pleistocena arriba descrita. En este caso no contamos con el apoyo del trabajo arqueológico para su datación, ya que no fue excavado al no incluir elementos estructurales relevantes de época prehistórica.

De base a techo los niveles se describen como sigue (Fig. 8.17 y 8.18):



El **Nivel I** es un depósito de 10 cm de potencia y estructura masiva de fracciones finas de color marrón fuerte (7,5YR 5/8). Contacto neto con la costra pleistocena a base y difuso a techo. Sin restos arqueológicos.

El **nivel II** es un estrato de 10 cm de potencia en el perfil, constituido por fracciones finas de color marrón amarillento (10YR 5/6) en contacto difuso progresivo a techo. Muy escasos cantos redondeados en posición horizontal a la base. Sistemas radiculares no activos pero tampoco recarbonatados. Sin restos arqueológicos.

Fig. 8.17. Fotografía del perfil abierto en Testigo Occidental

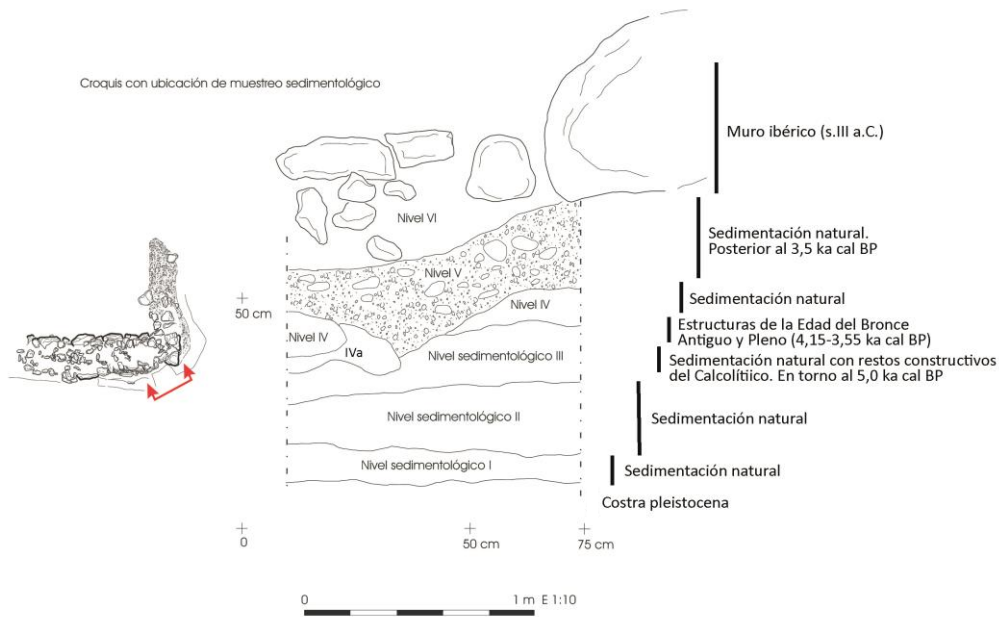


Fig. 8.18. Esquema estratigráfico de Testigo Occidental y correspondencia cronoestratigráfica. Elaboración propia a partir de la estratigrafía arqueológica.

El **nivel III** es de fracciones finas formando agregados bastante resistentes de color pardo amarillento. Estructura masiva, contacto neto a base y 11 cm de potencia. Algunos cantos y gravas, así como fragmentos de cerámica hecha a mano en toda su extensión.

El **IVa** se deposita sobre el nivel III y a modo de lentejón hacia el sur, en forma de bandas de cenizas, margas y restos de madera carbonizada que identificamos con niveles de ocupación entre los niveles III y IV, posiblemente de época prehistórica.

El **nivel IV** es un depósito de 8 cm de potencia de tono marrón muy pálido (10YR 7/3), en contacto neto, pero aparentemente no erosivo. En una primera aproximación lo interpretamos como de mezcla de margas procedentes de los depósitos aluviales del sector continental próximo. Presenta abundantes arenas gruesas rodadas y gravas pequeñas. Abundantes perforaciones radiculares y nódulos de carbonato naturales.

En el perfil opuesto de la misma cata (a 50 cm de distancia) aparece un paquete de margas del mismo tipo descrito. A semeja un bloque que pudiera haber sido transportado por una colada o formar parte de alguna estructura parietal desmantelada.

El **Nivel V** es un depósito de hasta 20 cm de potencia de cantos rodados, gravas y arenas gruesas, con contacto claramente erosivo. Conforman un conjunto imbricado y con estructura planar envuelto en una matriz de color marrón muy pálido (10YR 7/3).

Podemos señalar que las evidencias de restos constructivos que documentamos en el nivel III son correlacionables en altitud con los niveles interpretados como posteriores a los derrumbes de la Cabaña 3, del Calcolítico. De igual modo, los niveles de ocupación descritos en el nivel IVa deberían ser interpretados como asociados a la Edad del Bronce

Antiguo y Pleno, ya que el nivel V tiene una correlación estratigráfica directa con el nivel IX del Testigo A (U.E. 4072), anterior al Bronce Tardío. Sobre él de forma directa y sin ninguna evidencia de nuevas ocupaciones prehistóricas, se construyó un muro ya en época protohistórica o histórica. Se muestreo para su estudio su matriz, que se denominó **nivel VI**. Los trabajos arqueológicos llevados a cabo bajo la dirección de Manuel Olcina, lo identifican con la U.E. 416. (Olcina *et al.*, 2009, 214), un tramo en ángulo recto de un muro totalmente exhumado y de difícil correlación estratigráfica, aunque se decantan por datarlo de época ibérica, y asociarlo a una posible entrada fortificada al recinto urbano, así señalan: “*la existencia de la capa de gravas infrapuesta nos hace decantarnos por su datación en época ibérica, ya que una base de gravas similar separaba los restos prehistóricos de los ibéricos en otros puntos de esta misma zona del yacimiento*”.

8.3.4. Plataforma Oriental (PO)

Entre la cisternas 1 y 2 se documentó la existencia de una plataforma inicialmente interpretada como relacionada como una estructura negativa de época ibérica, una posible cisterna (Fig. 8.8 y 8.9). A través de su estudio en un perfil abierto al SW se pudo determinar que tiene su origen en época prehistórica, pasándose a interpretar como plataforma o terraplén prehistórico. Se trata de una serie de unidades estratigráficas de la Edad del Bronce en forma de vertidos y de rellenos antrópicos del Bronce Tardío destinados a crear una superficie en torno, al menos, de la Cisterna 2. Estas unidades conforman una interesante secuencia de niveles litoestratigráficos que hemos identificado con nuestra nomenclatura de base a techo (Fig. 8.19 y 8.20).

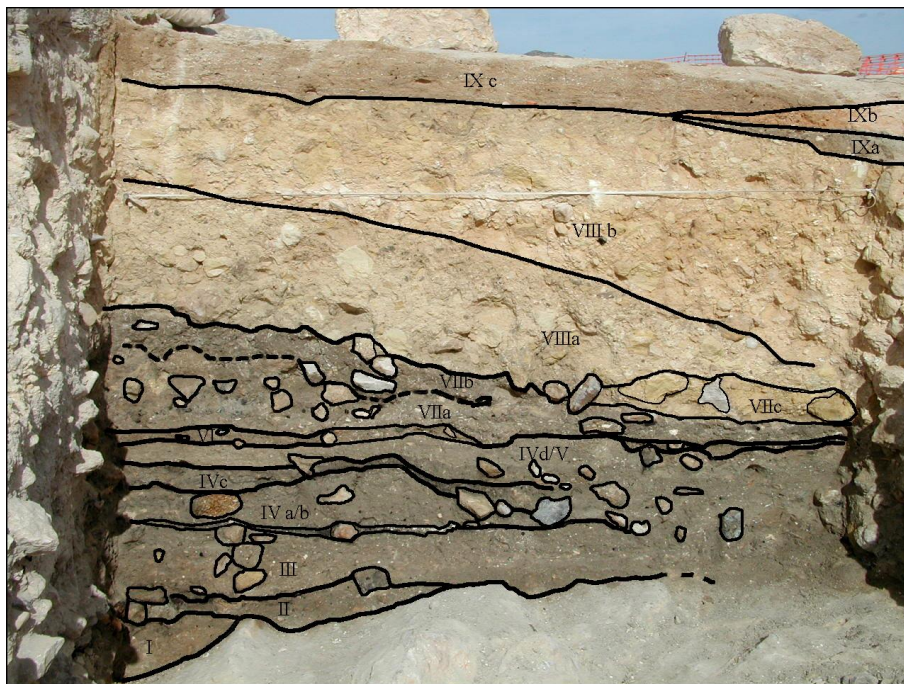


Fig. 8.19. Fotografía del perfil estudiado en Plataforma Oriental.

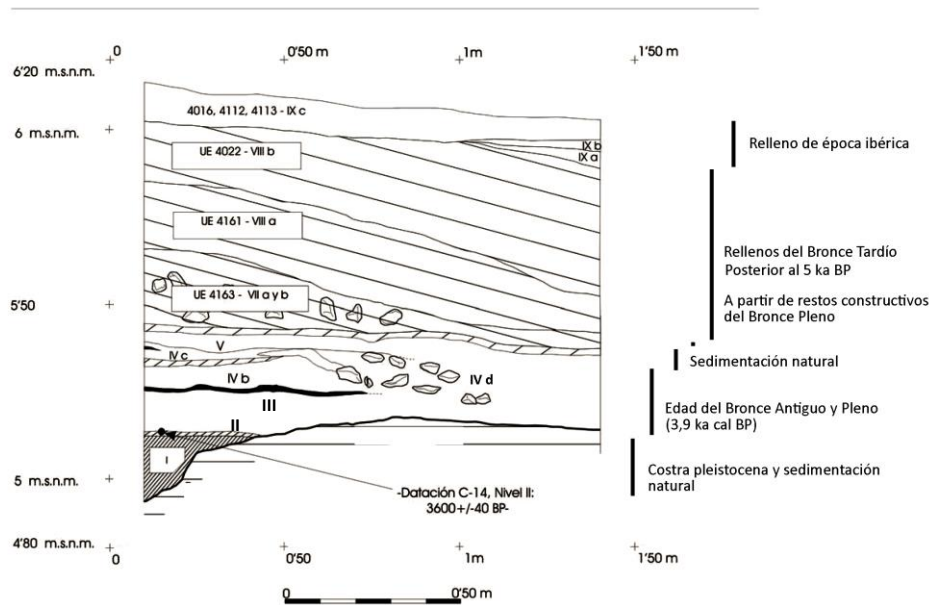


Fig. 8. 20. Esquema estratigráfico de Plataforma Oriental y correspondencia cronoestratigráfica. Elaboración propia a partir de la estratigrafía arqueológica.

Los niveles inferiores son de tendencia horizontal. Los superiores se acuñan, buzando de izquierda a derecha, del interior al exterior de la Illeta, sutilmente a partir del nivel VI y más claramente a partir de los subniveles VII.

Los niveles inferiores no fueron excavados. Durante la limpieza del perfil se pudo establecer su adscripción cultural. El nivel I sería estéril. El nivel II se interpretó como vertedero o basurero inmediato a un área de habitación, o un derrumbe con restos en cualquier caso previos a la ocupación del yacimiento en el Bronce Tardío. La datación obtenida, 2010 - 1900 a.C. (3600 ± 40 BP, Beta 152948)⁸, nos sitúa ciertamente en un contexto de la Edad del Bronce Antiguo y Pleno, coherente con el conjunto arqueológico recuperado, en el que destaca una azuela pulimentada en ofita.

El **nivel I**, basal, es de limoarcillas de color amarillo amarronado (10YR 6/8) aparentemente asociadas a la alteración del sustrato formado por la costra pleistocena, que aparece en forma de cantos y gravas. Rellena una pequeña cubeta erosiva o diaclasa en la costra pleistocena. Potencia variable que no supera los 20 cm.

El **nivel II** se deposita sobre el anterior en contacto neto, a cota con la superficie horizontal de la costra y superponiéndose a esta, en forma de lentejón de hasta 10 cm de potencia. Incluye laminaciones centimétricas en las que alternan carbones con niveles detríticos groseros de matriz cenicienta. Los cantos son de caliza y de fragmentos de costra y aparecen quemados. También se documentó la presencia de algunos cantos playeros, restos óseos y cerámica con degreasante grueso. El color del sedimento es marrón oscuro (10YR 3/3) pero aparecen agregados de color marrón pálido, lo que nos indica que se trata de la mezcla de carbones y cenizas con un sedimento similar al que forma el nivel anterior.

⁸ Un sigma (95%): 2040 - 1880 cal a.C. / Dos sigmas (68%): 2010 - 1900 cal a.C.

Los niveles III y IV poseen tendencia a la horizontalidad y pasadas laminares, en ocasiones de cenizas, que se interpretan, excepto el subnivel IVd, como asociadas con actividades humanas también del Bronce Pleno.

El **nivel III** es un depósito de hasta 10 cm de arenas y limos, en ocasiones formando agregados, de color marrón pálido (10YR 6/3). Se observa algunas pasadas de cenizas y carbones. Bloques y cantos de arenisca, caliza y fragmentos de costra, así como algún canto de playa. Gravas calcáreas y huesos quemados, incluso calcinados.

Sella este nivel un conjunto de bloques, posibles restos constructivos, y una alineación de gravas calcinadas, que adscribimos al mismo.

El **nivel IVa** es un depósito de 10 cm de limos y arenas de color gris marrón suave (10YR 6/3) que presenta estructuras laminares con cierto buzamiento hacia la derecha. Escasos cantos frecuentemente quemados, nódulos de cal y algún hueso en la fracción grava.

El **nivel IVb** se corresponde con un depósito de menos de 5 cm de potencia que se relaciona con el nivel IVa hacia la parte septentrional del perfil N-S, aunque *de visu* en el campo resultó difícil continuidad estratigráfica. En el laboratorio lo identificamos con el nivel previo.

El **nivel IVc** está separado del anterior conjunto por una pasada de carbones milimétrica. En el perfil E-W se define como un sedimento de hasta 5 cm de potencia con arenas de color similar al descrito para los anteriores niveles IV (gris marrón suave). Algunos cantos más gruesos y algunos fragmentos óseos.

El nivel IVd / V es claramente natural. El nivel VI posee en cambio una interpretación arqueológica discutida.

El **nivel IVd/V** aparece en cambio lateral con IVc hacia la parte derecha del perfil. Es un nivel de pocos centímetros de arenas con limos de color gris claro (2.5Y N7). En el laboratorio se identifica este nivel con el inmediatamente superior en el perfil, nivel V, de mayor potencia, por lo que se interpretan como una misma unidad. Incluyen cantos y bloques de caliza y arenisca no quemados, que no se incluyeron en la muestra de laboratorio.

El **nivel VI** es un estrecho nivel de menos de 3 cm que ocupa todo el perfil. Abundantes cantos con retoque litoral, escasa matriz limoarenosa de un color pardo más claro que el nivel suprayacente (gris marrón suave 6/2 10 YR). Se interpreta como un sedimento transportado a partir de un posible pavimento o estructura construida con cantos playeros. Se han documentado este tipo de estructuras en el Bronce Pleno por las que podría ser contemporáneo.

Los niveles VII y VIII se han interpretado como fases de relleno forzado para la construcción de la plataforma. Se acuñan buzando desde el área izquierda, la parte central de la Illeta, hacia la derecha, próxima al litoral. Los fragmentos cerámicos recuperados en los niveles VIIa y b y VIIIa son hechos a mano por lo que hay que considerarlos preibéricos. En el nivel VIIIb también se documentó cerámica a mano, aunque más escasa, en uno de los casos con mamelones, claramente del Bronce Tardío.

El **nivel VIIa** está constituido por un máximo de 11 cm de limoarenas de color gris marrón (10YR 5/2) con abundantes cenizas y carbones, que llegan a formar un lentejón horizontal, empastando bloques y cantos de caliza, en ocasiones quemados y con restos de bloques de cal.

El **nivel VIIb** es un estrato de un máximo de 7 cm de fracciones gruesas similares a las del subnivel infrayacente. La matriz es de fracciones limoarenosas de color pardo marrón (10YR 5/3) con carbones y cal.

Se acuña en la parte más baja y sur del perfil un nivel que denominamos **nivel VIIc**. Tiene unos rasgos, particularmente su color, marrón muy pálido (10YR 7/4) que lo vinculan con los niveles VIII descritos sobre el conjunto. Proponemos que ambos conjuntos de niveles (VII y VIII) debieron estar relacionados en su formación.

El **nivel VIIIa** está formado por 22,5 cm de cantos angulosos de areniscas miocenas con gran cantidad de restos culturales (bloques quemados, carbones, cal, etc.) con matriz arenosa de color marrón pálido (10YR 8/3).

El **nivel VIIIb** es de similares rasgos sedimentarios, potencia y color (10YR 8/4), aunque apenas incluye restos culturales, aunque estos son muy significativos.

El **nivel IX** está formado por un conjunto de subniveles, en contacto directo con los rellenos prehistóricos, que se corresponde con rellenos antrópicos que sirven de base a una estructura del poblado ibérico. Incluye dos pequeños lentejones acuñados a la derecha del perfil y un estrato laminar de fracciones finas. Los subniveles lenticulares son de color marrón gris oscuro (**IXa**) y color pardo anaranjado (**IXb**). El subnivel **IXc** es el que constituye la mayor parte de esta unidad, en forma de un depósito horizontal de fracciones de color marrón con laminaciones anaranjadas y pasadas de gravas calcinadas.

8.3.5. Perfiles abiertos en la Cisterna 1 y su balsa de decantación (C1)

La Cisterna 1 está ubicada en el extremo noroccidental de la península, ocupando una depresión cerrada de geometría más o menos parabólica con eje mayor W/E y que incide básicamente sobre el sustrato mioceno, ya que aquí los sedimentos del abanico pleistoceno y la costra poseen potencias poco significativas (Fig. 8.8 y 8.9).



Fig. 8.21. Fotografía de la Cisterna 1 publicada por Soler (2006). Al fondo la balsa de decantación desmantelada.

El reborde de la depresión es irregular, al igual que sus escarpes, casi verticales (Fig. 8.21). Ello se debe al desigual grado de consolidación (cementación), y a las abundantes líneas de debilidad, horizontales a la base, coincidentes con una débil estratificación en bancos de más o menos 10 cm en las areniscas. Como excepción, en los escarpes del extremo occidental, sector denominado Balsa de Decantación y donde la depresión se extiende formando un lóbulo adosado a la parábola principal, las pendientes son considerablemente menores. La base de la

depresión la constituye una de las bancadas de arenisca, más consistente a techo, es por tanto horizontal, aunque con pequeñas rugosidades. También en el extremo occidental es distinta, ya que posee una menor profundidad.

La geometría descrita para la depresión hace que sea poco probable un origen natural por erosión diferencial cárstica o mecánica (fluvial o marina), pudiéndose confirmar su origen antrópico. La funcionalidad de la estructura desde el punto de vista arqueológico es clara. Existen muy diversos paralelos en la cultura argárica y la cultura del Bronce Valenciano (ver para ello las referencias de Soler *et al.*, 2006, 111 y siguientes).

Los escarpes se hallan recubiertos por paramentos ataludados de piedra formando un muro que alcanza una altura de 160 cm. Entre estos y la pared rocosa aparece un paquete de arcillas blanco / grises de origen aluvial que proceden de margas terciarias, de en torno a 20 cm de potencia de media (Fig. 8.22).



Fig. 8.22. Localización de las muestras A y B del muro / talud de Cisterna 1.

El muro está constituido por bloques de arenisca, costra calcárea y caliza, que ocasionalmente aparecen quemados, y que por la fractura del roquedo tienden a ser lascas ortogonales de 10 cm de espesor (9,85 cm de media de los bloques medidos) y en torno a 15 - 20 cm (17,96 cm) de lado mayor y 10 cm de lado menor. Se disponen con el eje mayor siguiendo la horizontal y de manera sucesiva, formando pasadas de altura bastante homogénea. Se empastan en una matriz limoarcillosa. A partir de los 80 cm y hacia techo, el muro presenta un aspecto algo diferente, el paramento ha perdido gran parte de la

matriz y ha aumentado significativamente el tamaño de los bloques, aunque mantienen su grosor (27,54 x 11,46 x 10 de media).⁹

En el sector occidental de la Cisterna, la U.E. 402 es un paquete sedimentario que separa el espacio principal de la estructura de uno menor, y que ha sido interpretado como balsa de decantación. Se trata de sucesivas pasadas de fracciones finas, con abundantes cantos a techo, separadas por laminaciones de carbones (Fig. 8.21 y 8.23). Cabe presuponer que tiene naturaleza estructural, dada la abundancia de fracción gruesa, bloques y cantos en la parte superior, que aporta la suficiente consistencia al muro. A lo que habría que añadir las referencias en las memorias de excavación acerca de la existencia de una superficie endurecida sellando el fondo de la cubeta (Llobregat, 1986, 66).



Fig. 8.23. Fotografía del perfil estudiado en la balsa de decantación de Cisterna 1.

Se dató las laminaciones carbonosas **U.E. 4171** y **U.E. 4158** situadas a base y a techo del perfil (Fig. 8.24). Los resultados aportaron unas fechas en torno al 2060 - 1890 a.C. (1 sigma: de 3590 ± 40 BP, Beta 152948)¹⁰ y el 1620 - 1520 a.C. (1 sigma: 3270 ± 40 BP, Beta 152947)¹¹ respectivamente, coherentes con la hipótesis de que fueron construidas en la Edad del Bronce. Desde la arqueología se ha propuesto la construcción de esta estructura a finales del III milenio a.C., una remoción a inicios del II milenio a.C. y una gran transformación, mejora y puesta en uso tras una fase de abandono, en siglo XVI a.C.

⁹ Obsérvese que los grosores coinciden con los de los bancos de arenisca de los escarpes.

¹⁰ 1 sigma (95%): 1670 - 1490 cal a.C. / 2 sigmas (68%): 1620 - 1520 cal a.C.

¹¹ 1 sigma (95%): 2130 - 2080 y 2060 - 1890 cal a.C. / 2 sigmas (68%): 2030 - 1940 cal a.C.

El estudio que se realiza para la Cisterna 1 incluye un análisis de cuatro muestras. Se muestreó dos unidades estratigráficas en el contexto del muro / talud, paramento de la cisterna 1 y otras dos en el paquete de tierras que separa el espacio mayor de la Balsa de Decantación (U.E. 402).

En la **Cisterna 1** (U.E. 4107) se recogieron dos muestras en el extremo norte del paramento (Fig. 8.22). La primera se toma de las arcillas situadas entre la pared rocosa y el paramento de bloques a una cota de unos 60 cm desde la base (muestra A), y la segunda se extrajo de la matriz a unos 25 cm de la base en el citado paramento (muestra B).

La **muestra A** es un sedimento de fracciones finas de color gris suave (10YR 7/1) sin apenas fracción gruesa. El estudio *de visu* de la muestra, una vez seca, permite observar la presencia de algunos carbones, un canto de arenisca ocre y abundantes perforaciones derivadas del desarrollo de sistemas radiculares.

La **muestra B** es de fracciones finas de color gris suave (10YR 7/1) con escasos cantos y gravas, entre los que destacan un gran fragmento óseo y algunos carbones de tamaño canto.



Fig. 8.24. Esquema estratigráfico de la balsa de decantación de Cisterna 1. Estratigrafía propiedad del Marq.

En la **balsa de decantación** (U.E. 402) la estratigrafía está constituida por sucesivos niveles, de entre 10 y 35 cm de potencia (Fig. 8.24), de fracción fina con algunos bloques y cantos, más abundantes a techo, separados por pasadas laminares de carbones de menos de 5 cm (unidades estratigráficas 4171, 4160, 4158, 4156 y 4167). Predominan los tonos grises claros, aunque la unidad basal es de un tono mucho más blanquecino. De base a techo se trata de la U.E. 4173, constituida por fracciones finas sin cantos, la U.E. 4027, con algunos cantos redondeados y aplanados, las unidades estratigráficas 4157 y 4158, sin cantos, y las unidades estratigráficas 4168 y 4175, formadas por sedimentos de color gris con bloques y cantos en disposición horizontal a la base.

Se muestreó las unidades estratigráficas 4173 y 4168 a distintas cotas del perfil:

El **nivel I** (U.E. 4173) es la unidad estratigráfica que ocupa la base del perfil. Se trata de hasta 23 cm de arcillas y limos en estructura masivas, aunque forma agregados muy

resistentes. Escasos conductos radiculares y abundantes grietas de retracción. Color blanco (10YR 8/1) de margas terciarias poco o nada alteradas.

El **nivel II** (U.E. 4168) se corresponde con la matriz del nivel superior, que es definida como un depósito de 23 cm de limoarcillas de color gris suave (10YR 7/1) algo más intenso que el de los niveles del paramento norte, y sensiblemente diferente a los niveles inferiores, de tonos más blancos.

8.3.6. Cisterna 2 (C2)

La Cisterna 2 es una estructura negativa de forma ovalada abierta en el sustrato geológico con rasgos muy similares a los descritos para la Cisterna 1, que fue datada en origen en la Edad del Bronce Antiguo. En este caso también existe un posible canal (Conducción 2), no estudiado por nosotros, que quedó inutilizado con la construcción de la tumba número 1, datada en torno al 1800 a.C. (3470 ± 60 BP, Beta 188926).

El estudio de los rellenos de amortización conservados permite asegurar que la estructura fue funcional en la Edad del Bronce Antiguo y Pleno y en el Bronce Tardío. Habría sido abandonada y amortizada en este último periodo.

Situada a escasos 9 m al sureste de la Cisterna 1 (Fig. 8.8. y 8.9), conserva su mitad norte, ya que en época ibérica se abrió en el mismo sector una estructura negativa de geometría ortogonal. De nuevo se documentó el recorte elipsoide en la roca (U.E. 2434) y el muro en talud con 20 hiladas de mampuestos trabados en barro (U.E. 418), que sustenta un paquete de arcillas que alcanza de 20 a 30 cm de espesor (U.E. 2536) (Fig. 8.25). Como ya se ha señalado, en este caso, a diferencia de la anterior, se preservó un conjunto de rellenos en la cisterna que pudieron ser estudiados.



Fig. 8.25. Fotografía del perfil estudiado en Cisterna 2.

En la descripción utilizaremos nuestra nomenclatura de niveles estratigráficos,¹² que posteriormente se pudo poner en relación con la secuencia de unidades estratigráficas arqueológicas. A un nivel inferior, que posiblemente forme parte de la estructura, le siguen una sucesión de depósitos naturales y forzados que a continuación se describen de base a techo (Fig. 8.26).

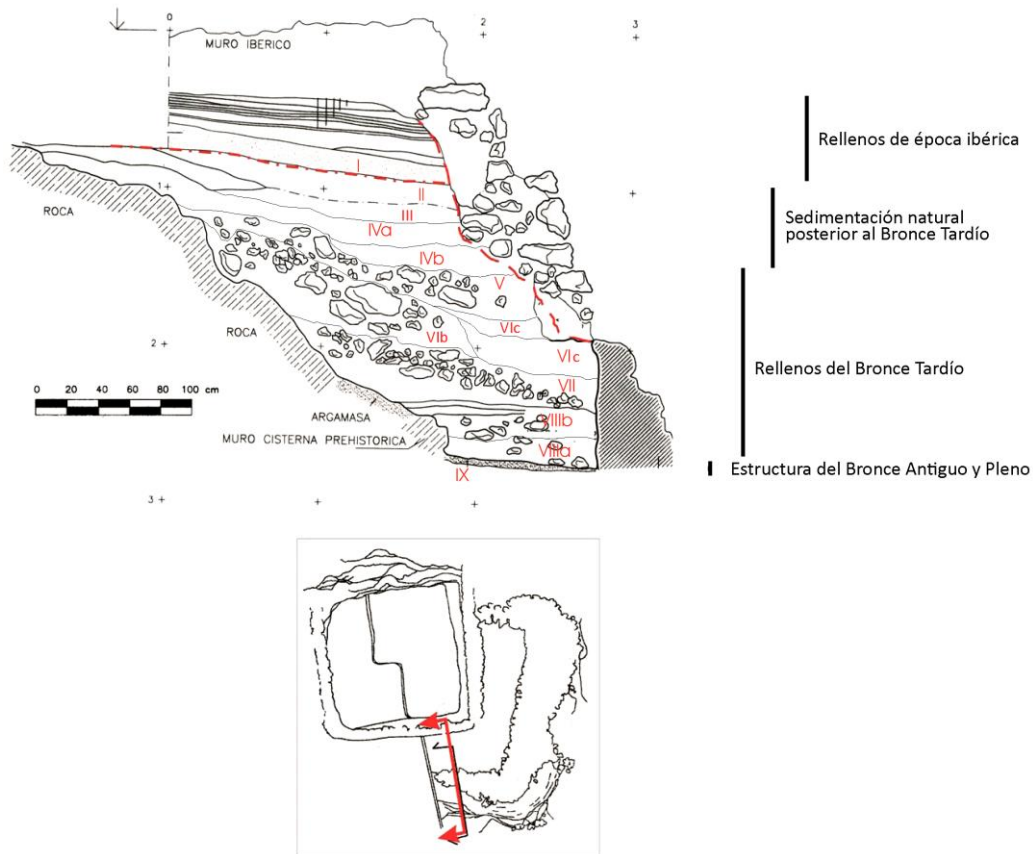


Fig. 8.26. Esquema estratigráfico de Cisterna 2 a partir de la estratigrafía arqueológica propiedad del Marq.

El **nivel IX** (U.E. 2433) es un estrato horizontal a la base de 2 a 3 cm de potencia. Rasgos similares a los observados *de visu* para el nivel de relleno del muro ataluzado y el nivel impermeabilizante de la Cisterna 1. Cubre la roca recortada para construir la cisterna y se adosa al norte a la parte inferior del muro en talud. No se ha registrado material arqueológico. Está constituido por limos y arcillas de color gris suave (10 YR 7/1) formando agregados con estructura masiva.

Los niveles VIIIb y a (unidades estratigráficas 2432 y 2431 respectivamente) poseen también geometría horizontal a la base aunque su extremo NE tiene un ligero buzamiento

¹² En este caso el análisis estratigráfico se llevó a cabo con los arqueólogos de techo a base, por ello el orden inverso en la identificación de los niveles.

hacia el interior de la cubeta. Es precisamente en este sector donde contactan (con carácter neto) con los restos del muro y del relleno limoarcilloso ubicado tras el paramento. Al basal le separa del nivel inferior, con el que posee contacto gradual, un conjunto de cantos subangulosos en posición casi horizontal.

El **nivel VIIIb**, inferior, de espesor medio de 20 cm, está formado por limos y arcillas de color gris suave (10YR 7/2) con abundante fracción gruesa, fragmentos de caliza y de costra que no superan por lo general los 10 cm de diámetro mayor. Restos cerámicos, un posible crisol y elementos líticos e industria ósea. También fragmentos de barro termoalterado con improntas vegetales y cereales carbonizados. Estos son en su mayoría fácilmente adscribibles a restos constructivos del Bronce Antiguo y Pleno, aunque presenta algunos elementos, como un mango de hueso, del Bronce Tardío.

El **nivel VIIIa**, de hasta 25 cm, tiene una matriz de color similar. Se ha individualizado por la menor presencia de estas fracciones gruesas. Restos de cerámica decorada de estilo *Boquique*, un fragmento de molde metalúrgico, fragmentos de barro termoalterado con improntas vegetales y algún fragmento óseo, todo ello del Bronce Tardío.

A estos rellenos, posiblemente formados en uso, les sigue una fase que constituyen los niveles VII al V, las unidades estratigráficas 2430, 2429 y 2428, considerados como resultado de la ruina de la cisterna, toda vez que estos niveles se apoyan sobre la roca recortada sin apenas paramento. Incluyen restos de materiales de construcción y bloques y cantos quemados que llevan a proponer a los arqueólogos una amortización forzada. Esta se habría producido durante el Bronce Tardío. En relación con el uso de la cubeta como posible vertedero en un sector marginal del espacio habitado de esa época.¹³

El **nivel VII** (U.E. 2430) es un depósito de hasta 40 cm que buza suavemente hacia el interior de la estructura partiendo de la roca tallada, allí donde no se conserva el muro ataluzado. Está constituido por fracciones finas de color gris pardo suave (10YR 6/2) con abundantes carbones y fracción gruesa, en ocasiones de más de 10 cm de diámetro, que se disponen caóticamente en una extensa alineación que sigue la pendiente. Fragmentos cerámicos datados en el Bronce Tardío.

En el proceso de excavación se documentó entre los niveles VII y VI una lámina de 2 cm de cenizas y carbones que buza hacia el interior de la estructura. Se trata de la U.E. 2429. Los siguientes niveles, VI y V coinciden *grosso modo* con la U.E. 2028, en la que se identificó abundante fauna y un conjunto de restos cerámicos que de nuevo remiten al Bronce Tardío. El nivel VI, de más de 20 cm, se ha dividido en tres subunidades de base a techo:

El **subnivel VIc** es muy similar a VII pero sin apenas bloques. Incluye cantos y gravas, fragmentos de costra y calizas calcinadas. Es un nivel lenticular horizontal a la base que viene a regularizar la superficie definida por el nivel subyacente.

El **subnivel VIb** está constituido por un depósito lenticular de pronunciado buzamiento que se adosa a la pared de la cubeta de la cisterna. Posee muy abundante fracción gruesa, incluso bloques de gran tamaño, empastados en una matriz limoarenosa. Los cantos y

¹³ La abundancia de fauna parece indicarlo así.

bloques aparecen en ocasiones quemados y los vemos con frecuencia con posiciones anómalas y contrapuestas como si hubieran sido depositados desde el borde de la cisterna sin apenas fracción fina, que posteriormente ocupó los huecos existentes, iluviada de niveles superiores. La disposición de los cantos avala la hipótesis de un depósito forzado, tanto para amortizar la cubeta, como para limpiar alguna zona de hábitat.

El **subnivel VIa** es de color marrón pálido (10YR 6/3). Tiene también geometría lenticular, que viene a regularizar en parte la irregular geometría previa, resultado de la deposición de VIb. Hacia el SW es difícil su identificación, ya que parece darse un cambio lateral hacia el nivel VIc, que aquí alcanza mayor potencia. Está constituido por limos y arenas sin apenas cantos gruesos, pero con muy abundantes carbones, gravas y cantos pequeños muy angulosos, frecuentemente calcinados, con morfología de plaquetas.

El **nivel V** se superpone, también con geometría lenticular y buzante, a la serie VIb y VIa, por lo que parece formar parte del mismo paquete de aportes sedimentarios. Este nivel está constituido por cantos angulosos y bloques pequeños en los que predomina una disposición caótica, que se depositaron junto con su matriz limoarenosa de manera forzada. Presencia de cantos de arenisca con desgaste marino (marcas de litófagos y bioconstrucciones) y de cantos afectados por el fuego.

Los rellenos subsiguientes son naturales y se habrían producido con posterioridad al Bronce Tardío.

Los subniveles que forman el **nivel IV**, de hasta 12 cm, se identifican con la U.E. 2419/27, considerada estéril, sin material arqueológico que permita su datación. Son limoarenas gris pálido (10YR 7/1) con escasos cantos. Se distinguen en su geometría, ya que IVb regulariza la superficie irregular previa, especialmente hacia el centro de la cubeta. La subunidad IVa ocupa ya todo el perfil visto con un pronunciado buzamiento, como siempre hacia el SW.

Los **niveles III y II** se corresponden *grosso modo* con las unidades estratigráficas 2418 y 2417, de en torno a 15 cm, y también estériles. Representan las últimas fases de amortización y poseen una geometría buzante mucho más suavizada. Se trata de fracciones finas arenosas masivas de color entre gris suave y marrón muy pálido (10YR 7/3-7/1) con algunos cantos y gravas subredondeadas. En el campo se identificaron algunas estructuras laminares que vinculamos a flujos hídricos algo selectivos.

El **nivel I** se corresponde con una regularización antrópica de unos 8 cm de época ibérica en tres capas horizontales. El subnivel inferior, **Ic**, muestra una coloración ligeramente anaranjada (6/6 10 YR). Esta caracterizado por la presencia de múltiples manchas o concreciones de color gris, amarillo y naranja, que parecen responder a restos de elementos constructivo de barro desechos. El subnivel **Ib** es de limos y arcillas de color marrón muy pálido (10YR 7/1) que a techo se enriquece con gravas y cantos. El subnivel superior, **Ia**, está formado por pasadas laminares de color blanquecino, gris y ocre, asociadas a pavimentos de una posible estructura.

8.3.7. Correlación de los niveles estratigráficos estudiados

Los perfiles estratigráficos analizados pueden ser correlacionados a partir de la información arqueológica disponible. Presentamos en este apartado una tabla que correlaciona los distintos niveles en una sucesión cronoestratigráfica (Tabla 8.1).

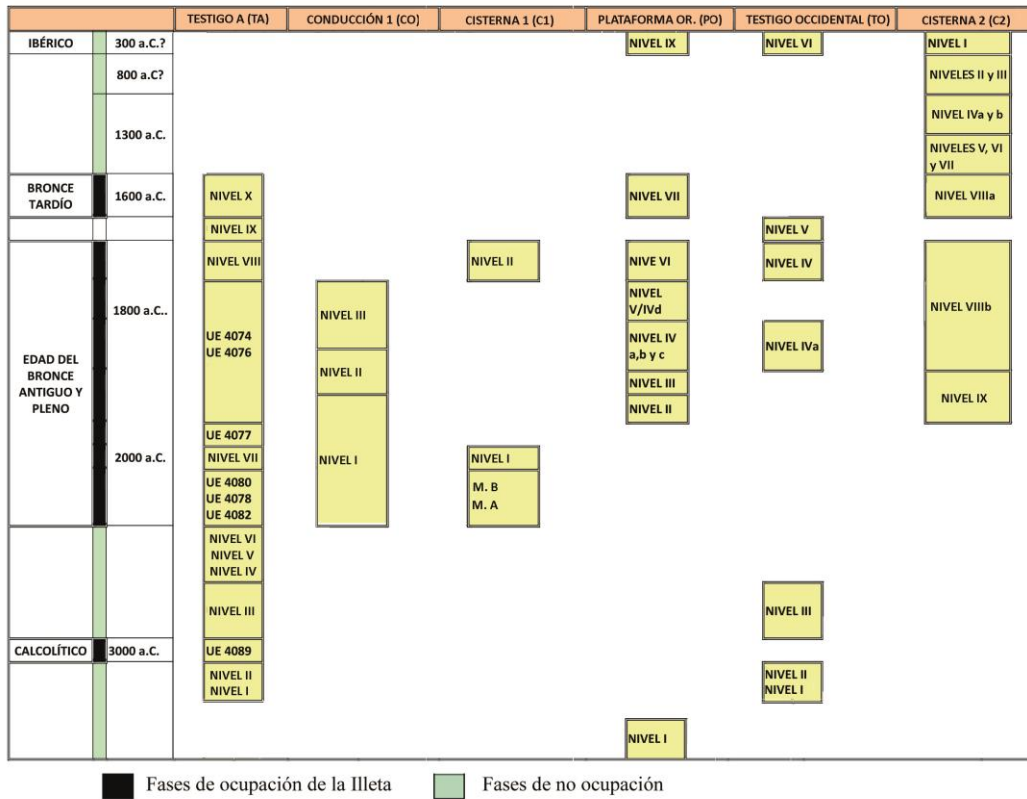


Tabla 8.1. Correspondencia cronoestratigráfica de los niveles estudiados.

8.4. SEDIMENTOLOGÍA

8.4.1. Área Cabaña – Testigo A (TA)

Se ha analizado en el laboratorio un conjunto de unidades estratigráficas con rasgos naturales en el contexto del perfil.

Se inicia la serie con el **nivel I** (U.E. 4091), el basal, del que se estudiaron dos muestras. Está constituido por un depósito limoarcilloso con escasa fracción gruesa, en forma de fragmentos de costra. La distribución textural de la fracción fina, a través del histograma, muestra una moda¹⁴ en torno a las arcillas de menor tamaño, en una distribución coherente con procesos de decantación, y sendas modas secundarias en arenas finas y limos. Las arenas gruesas apenas son relevantes, sobre todo en la primera muestra. El carácter polimodal parece indicar la existencia de un flujo hídrico con fases de baja energía y decantación. Ello conlleva muy mala clasificación y pronunciada platocurtosis; la cual, asociada a la muy elevada asimetría negativa, parece señalar hacia un depósito derivado de un flujo forzado y en absoluto selectivo. Lo mismo se deduce de su curva semiprobabilística o de Visher (1969), que denota baja clasificación y un medio de considerable densidad si obviamos la acumulación de arcillas decantadas (Mycielska-Dowgiałło y Ludwikowska-Kędzia, 2011) (Fig. 8.27, 8.28 y 8.42). Los porcentajes moderadamente elevados de materia orgánica y algo bajos de carbonatos nos llevan a proponer un cierto desarrollo edáfico (Fig. 8.29).

El **nivel II** (U.E. 4092) se asemeja al anterior, aunque su color es distinto. La fracción fina está constituida por más arenas (cuarzos brillantes, calizas rodadas y fragmentos de foraminíferos terciarios), que están además mejor clasificadas, conformando una segunda moda por detrás de la de las arcillas más finas. Posee similar platocurtosis y mala clasificación, pero se reduce la asimetría negativa y aumenta el tamaño medio. En este caso parece que se trata de un flujo algo más energético. Una tercera moda, que afecta a los limos medios, es prácticamente idéntica a la observada en las muestras de la unidad previa.

El porcentaje de materia orgánica desciende ligeramente y el de carbonatos asciende en similar proporción. Se trata en origen de un horizonte edáfico menos evolucionado que el anterior, pero también asociado a un antiguo depósito sedimentario pleistoceno. En su desplazamiento hacia el lugar que ocupa habría erosionado depósitos margosos que aparecen integrados en él en forma de agregados.

El **nivel III** (U.E. 4087) se superpone a un conjunto de niveles de ocupación del calcolítico. Posee color similar al que constituye la base de estos niveles, con fragmentos margosos aún más abundantes que los descritos en la estratigrafía para el nivel II. La distribución textural de la fracción fina muestra que se trata de un sedimento sin apenas modas, excepto la marcada en las arcillas de menor tamaño. Los índices o parámetros estadísticos muestran rasgos similares a los hasta ahora obtenidos, con un muy significativo incremento de la asimetría negativa, que revelarían con mayor claridad que se trata de un depósito forzado. De nuevo una colada que arrastró algunos fragmentos

¹⁴ Mayor frecuencia relativa. Concentración de porcentajes de la fracción alrededor de un tamaño.

margosos. También los porcentajes de materia orgánica y carbonatos son parecidos a los del nivel que sirve de base a la ocupación calcolítica. Parece pues un sedimento emparentado con el nivel II.

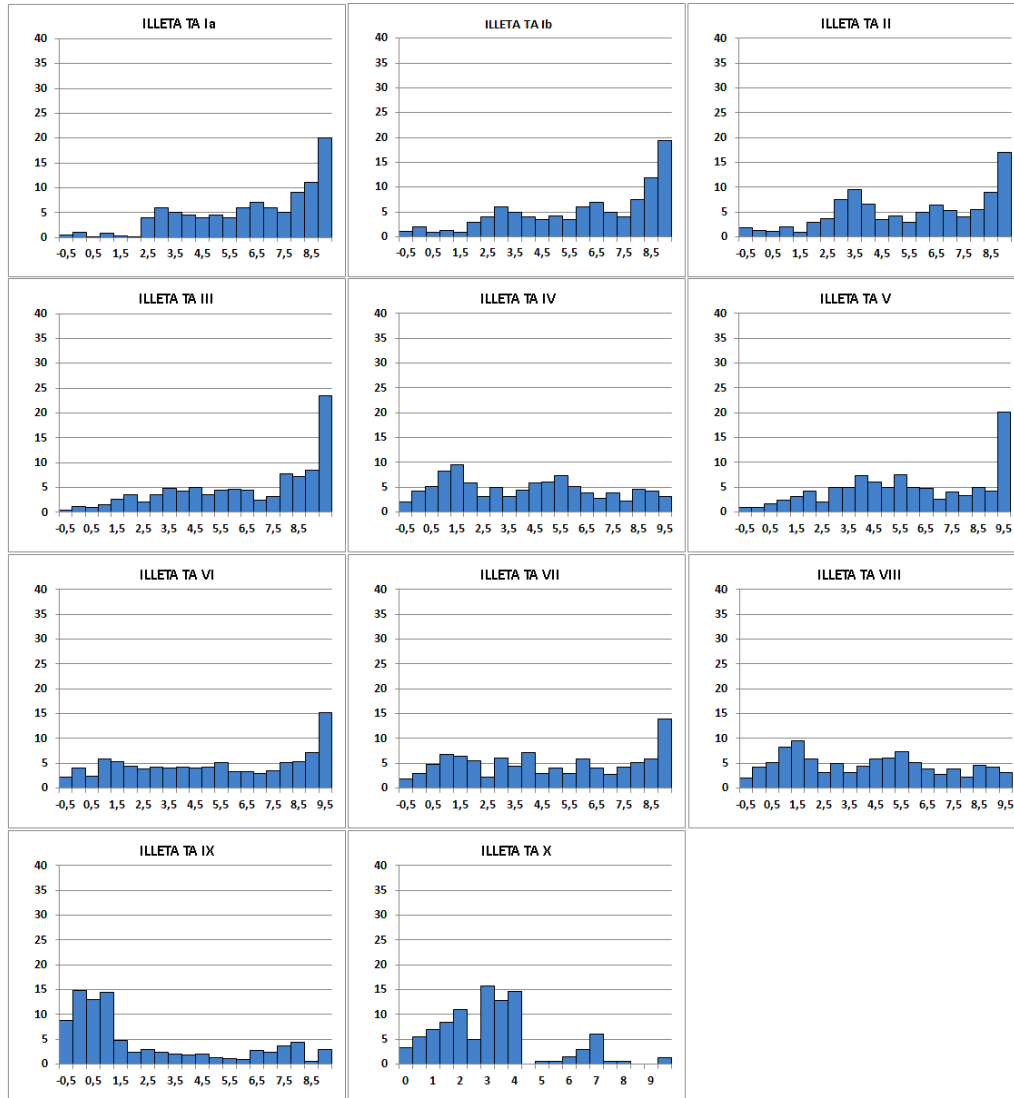


Fig. 8.27. Histogramas de distribución textural de los niveles analizados del perfil Testigo A (TA).

En relación con esta unidad sedimentaria aparece el **nivel IV**, U.E. 4085, una fina capa de arenas con algunos limos y arcillas. Su distribución textural muestra una moda principal en torno a las arenas más gruesas, y otra secundaria en las finas, lo que revela la existencia de un medio sedimentario de moderada a elevada energía. La curva de Visher (1969) muestra una clara segmentación de la fracción en saltación interpretado como asociado a sedimentos fluviales (Mycielska-Dowgiałło y Ludwikowska-Kędzia, 2011). La asimetría positiva indica que hay una cola de material en suspensión. Sería típica de un sedimento fluvial. A pesar de su color gris, el porcentaje de materia orgánica es el más bajo del perfil. También es bajo el porcentaje de carbonatos. Las arenas son de cuarzo mate y brillante y de caliza de diverso origen, así como fragmentos de costra, de foraminíferos rodados y de espeleotemas. Este último rasgo es de gran interés ya que nos

informa de que en la cuenca fluvial que aporta sedimentos en esta zona afloran estructuras cársticas asociadas a la abundancia de agua. Recuérdese que la zona cárstica de Aigües de Busot se encuentra en la cuenca propuesta para el barranco de l'Amerador.

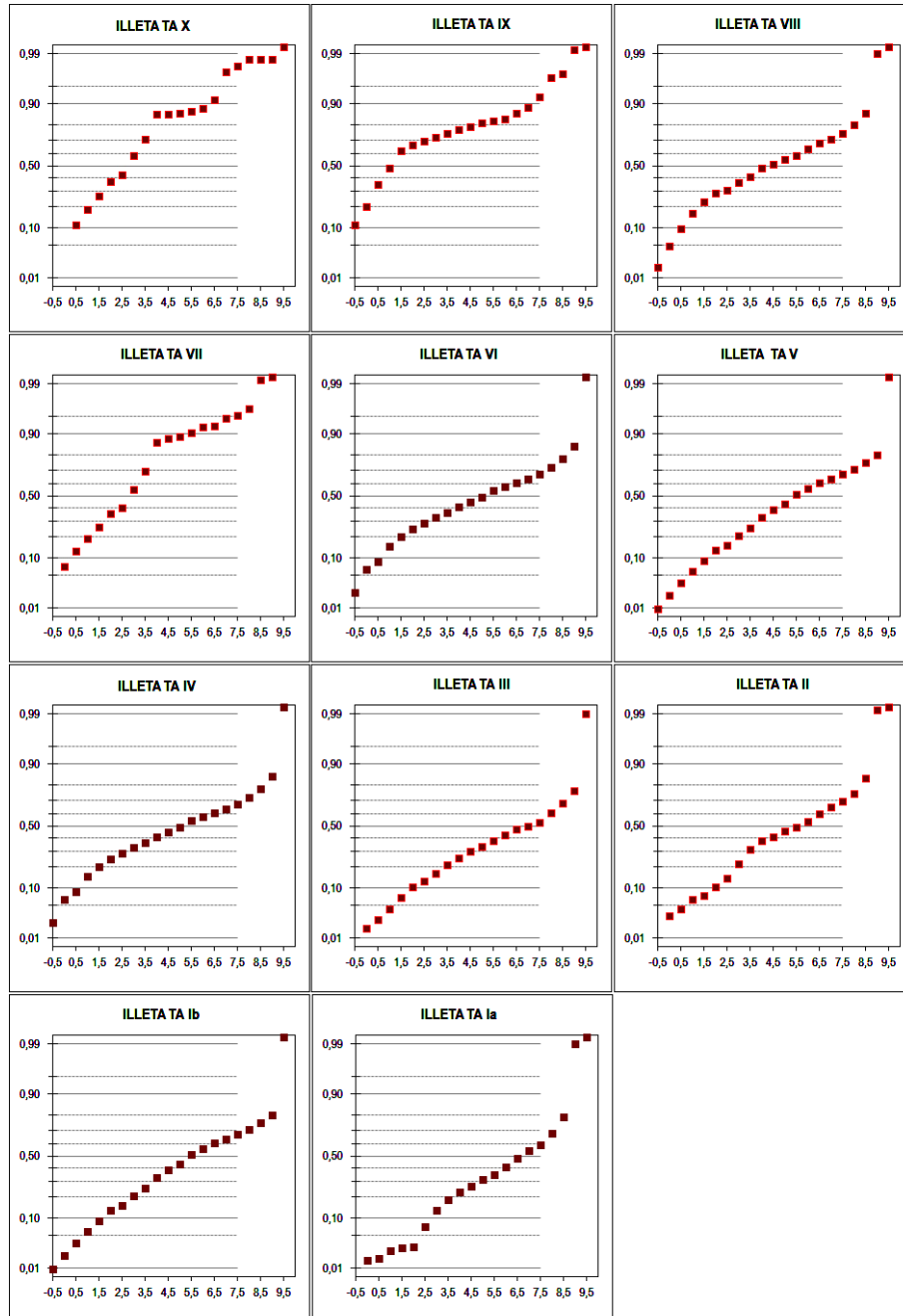


Fig. 8.28. Curvas semiprobabilísticas de distribución textural de los niveles analizados del perfil de Testigo A (TA).

El nivel V, U.E. 4084/4086, es la más potente de este conjunto de muestras interpretadas

de visu como naturales, con algo de fracción gruesa caliza subangulosa, así como grava de agregados calcáreos edáficos y fragmentos de costra.

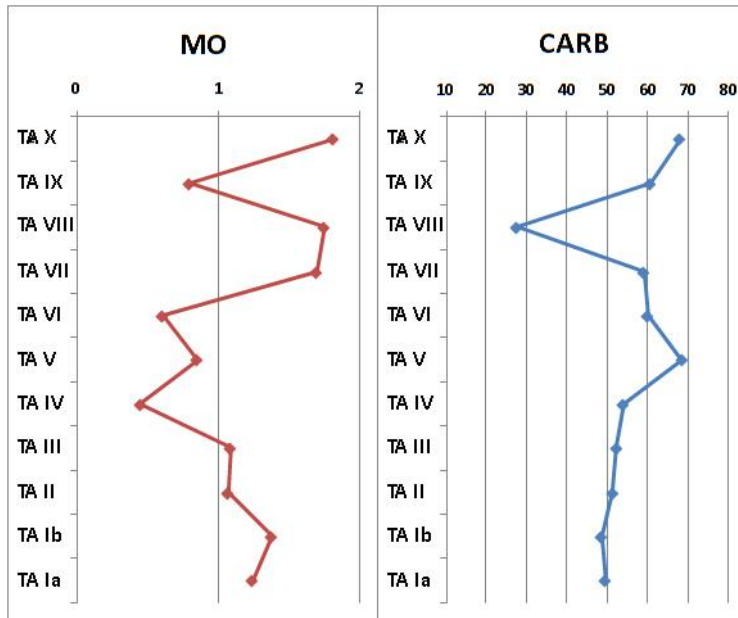


Fig. 8.29. Porcentajes de materia orgánica (en rojo) y de carbonato cálcico (en azul) de los niveles de Testigo A.

La fracción fina está formada por un sedimento de textura franca emparentado en sus rasgos con el que conforma el nivel III. La asimetría negativa es más baja que la de los niveles previos, formados por coladas de fangos. En este caso la fracción arcillosa muy fina destaca como moda singular frente a una distribución más o menos homogénea de porcentajes por tamaños, en la que se observa cierta concentración de partículas en las

fracciones limosas en torno a 4,5 phi. Con una curva granulométrica cóncava ascendente (Fig. 8.46), lo que representa una sola población hidrodinámica y una curva semiprobabilística no segmentada, parece ser el resultado de nuevo de un flujo procedente del continente.

Las arenas son de cuarzo mate y caliza de diverso origen, así como fragmentos de costra y espeleotemas. También aparece fauna marina rodada (malacofauna y foraminíferos) heredada de los sedimentos miocenos.

El porcentaje de materia orgánica es significativamente bajo, aunque no tanto como en el nivel anterior, no alcanza el 1%. Los carbonatos pasan a ser muy elevados, cerca del 70%. Parece tratarse de un sedimento a partir de margas que se ha visto afectado por un proceso de edafización, aunque en menor grado que en las unidades basales.

El **nivel VI**, U.E. 4083, es una unidad de arenas de geometría lenticular y estructura laminar. Su distribución textural tiene rasgos que emparentan con el nivel V, aunque con un incremento importante de las fracciones arenosas (de similares rasgos morfoscópicos), que llegan al 40% del total, y un paralelo descenso de las fracciones más finas. El grado de clasificación y curtosis indica de nuevo la mezcla de tamaños, lo que revela que ha sido transportada por un medio muy poco selectivo en lo que se refiere a la fracción en suspensión. Se trataría de un flujo hídrico denso con cierta capacidad de transporte. El porcentaje de materia orgánica y de carbonatos es similar al documentado en la muestra analizada en el nivel IV.

Las unidades laminares superpuestas a este nivel están en relación con la ocupación del

Bronce Antiguo y Pleno. En el caso de la U.E. 4080 hemos podido identificar arenas de rasgos litológicos similares a los de la muestra del nivel V, pero con presencia de hierro ferroso que parece indica cierto grado de hidromorfía. Posible suelo/pavimento de la segunda fase de ocupación prehistórica.

El nivel VII, U.E. 4079, se sitúa inmediatamente sobre el anterior. Se trata de una capa, también delgada, de arenas gruesas y limos con gravas (20%) y cantos (26%) calcáreos de variada litología, embastados en una matriz limoarenosa. Las gravas son heterométricas, preferentemente rodadas (50%), y los cantos son subangulosos (46%), subrodados (30%) y rodados (24%) (Tabla 8.2). Las arenas son similares a las de los niveles V y VI.

CANTOS									
	Nivel VII			Nivel VIII			Nivel IX		
Tamaño / cm	número	%	% peso	número	%	% peso	número	%	% peso
1/2	4	25,00	1,39	31	52,54	15,38	26	42,62	8,92
2/3	2	12,50	6,64	16	27,12	17,61	15	24,59	11,41
3/4	3	18,75	18,83	2	3,39	5,71	7	11,48	13,83
4/5	3	18,75	20,98	5	8,47	10,47	3	4,92	4,34
5/6	4	25,00	52,15	2	3,39	15,15	3	4,92	15,71
6/7	0	-	-	1	1,69	6,64	4	6,56	18,37
7/8	0	-	-	2	3,39	29,03	2	3,28	20,07
8/9							1	1,64	7,35

Tabla 8.2. Fracción gruesa de los niveles VII, VIII y IX del perfil de Testigo A.

El análisis de la fracción fina muestra de nuevo mezcla de las fracciones y muy baja clasificación, con menos arcillas que en los sedimentos procedentes de coladas hasta ahora vistos. La fracción gruesa es muy importante, pero la cola se identifica en finos, dando como resultado una asimetría positiva, claramente fluvial. La curva semiprobabilística muestra un pronunciado y relevante segmento asociado a la reptación. El grosor de la unidad deja en cuestión el origen real del sedimento, que pudiera ser antrópico. La materia orgánica, moderadamente elevada, estaría en relación con este supuesto origen arqueológico.

Las unidades estratigráficas laminares 4077, 4076, 4074 y 4075 expresan una sucesión de niveles de cenizas y carbones con otros de sedimentos pardos del Bronce Antiguo y Pleno.

Se prestó particular atención al nivel VIII, a techo, que constituye la U.E. 4075. Se muestreo una subunidad con rasgos *de visu* fundamentalmente playeros. Está constituida por cantos (22%), en parte redondeados y aplanados y gravas de similares rasgos (sólo el 4% del total de la muestra), empastados en una arena gruesa. En la muestra analizada,

recogida por nosotros, los cantos son rodados aplanados en un 62%, subangulosos en un 25% y angulosos en un 13%, con alteración como resultado de la acción de litófagos marinos en los primeros. La revisión de sendas muestras del mismo nivel aportadas por el equipo arqueológico muestra un descenso considerable de la fracción gruesa marina. Apenas se documentan gravas de estas características y no aparecen cantos con retoque playero (Fig. 8.30), por lo que este depósito litoral debe estar muy localizado dentro del nivel y ser claramente antrópico.



Fig. 8.30. Selección de cantos subangulosos, subredondos y rodados, algunos quemados del nivel VIII del Testigo A.

La fracción fina es básicamente arenosa. La morfoscopia muestra que es homométrica y brillante con presencia de cuarzos y algunos de foraminíferos. Desde el punto de vista textural, la moderada clasificación y la leptocurtosis confirman que se trata de un medio sedimentario distinto, más selectivo. La asimetría es coherente con el origen playero que deducimos de los rasgos de los cantos estudiados.¹⁵ De igual modo, el singularmente bajo porcentaje de carbonatos de la muestra analizadas podría estar en relación con un posible porcentaje relevante de fracciones no calcáreas en la arena playera.

El **nivel IX**, U.E. 4072, está constituido por gruesos imbricados con estructura planar, básicamente cantos (87,3%), redondeados (30%), subredondeados (30%), subangulosos (35%) y algunos angulosos (5%), todos ellos de litologías calcáreas diversas (Tabla 8.2). Las gravas (12,4% del total) son redondeadas de rasgos continentales. La matriz es de arena gruesa (de rasgos morfoscópicos similares a los de los niveles V y VI), pero tiene una componente de fracción fina originada por un flujo hídrico que pierde competencia, que indicaría que se trata de un depósito fluvial (asimetría positiva). Los rasgos de

¹⁵ Llevamos a cabo una aproximación cualitativa a la presencia de sales a través de la valoración de la conductividad de una disolución de 10 gramos de sedimento en 10 dl de agua destilada, y valoración con conductímetro tras su tamizado en papel filtro. El resultado fue de 8,1 mS cm⁻¹ que comparado con los resultados obtenidos para las muestras del nivel IX de Testigo A y el nivel V de Testigo Occidental, también con cantos, es muy elevada (entre 2,5 y 3 mS cm⁻¹, respectivamente).

imbricación en la fracción gruesa señalan hacia una elevada energía del flujo en contraste con la baja clasificación de la fracción fina. Esta estaría en relación con que se produjo al menos una fase de decantación posterior a la corriente de elevada energía. La curva semiprobabilística tiene tres segmentos asociados a la población transportada de reptación, saltación y suspensión (Visher, 1969; Davies-Vollum, 2006). El porcentaje de materia orgánica es moderado, no así el de carbonatos, de los más altos de la serie, en relación con la abundancia de fracción detrítica arenosa.

El **nivel X**, U.E. 4071, posee rasgos similares, muy abundantes cantos rodados con matriz, aquí decididamente de arena media, que le emparentan con el nivel infrayacente. La diferencia fundamental está en relación con la presencia de carbones y cenizas en la fracción limosa y la ausencia de fracción arcillosa. Los cantos, no imbricados, suponen el 85,7%. Son de calizas, rodados (35%), subredondeados (25%), subangulosos (23%) y angulosos (27%). Se trata de un depósito forzado en la fracción más fina con rasgos texturales de simetría y leptocurtosis. Parece responder a un evento sedimentario similar al que depositó la unidad anterior, pero de rasgos texturales distintos, ya que la mayor parte de la fracción se concentra en el segmento de partículas transportadas en reptación. Los más elevados porcentajes de materia orgánica y carbonatos estarían en relación con la citada presencia de carbones y cenizas de la ocupación del Bronce Tardío.

8.4.2. Conducción 1 (CO)

El **nivel I**, U.E. 4101, es de finos con algunas gravas de caliza subredondeadas (5,5% del total). La distribución textural de esta fracción muestra que posee dos modas de similar valor en la fracción 3,5 phi de limos y 9,5 phi de las arcillas más finas (Fig. 8.31). La asimetría es positiva a pesar de tener una marcada cola de gruesos, además de presentar platocurtosis y mala clasificación, que pudieran estar en relación con un flujo hídrico de energía variable, de baja a muy baja. Su curva semiprobabilística muestra rasgos que la asocian con un flujo fluvial (Mycielska-Dowgiało y Ludwikowska-Kędzia, 2011, 193),

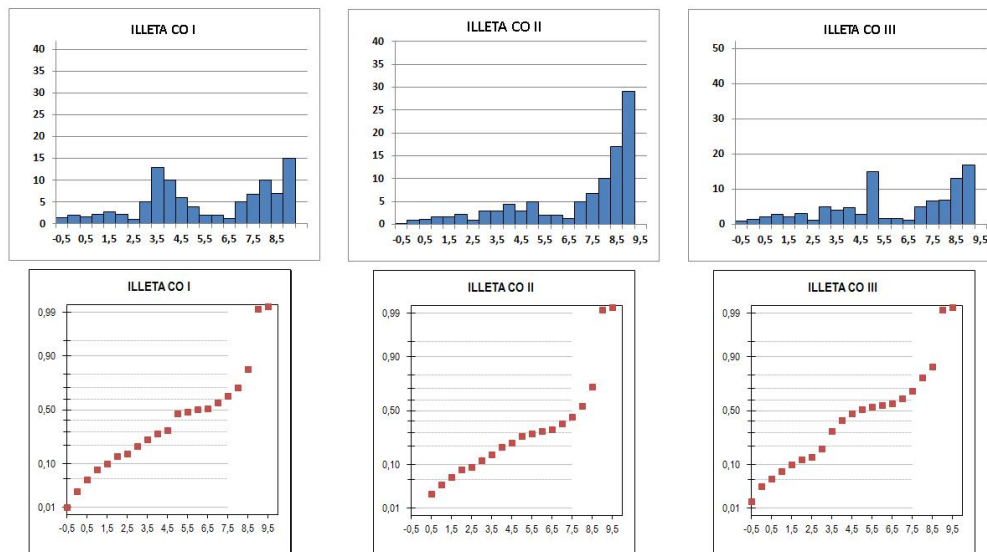


Fig. 8.31. Histogramas y curvas semiprobabilísticas de distribución textural de los niveles analizados de Conducción 1 (CO).

aunque los rasgos de tendencia sutilmente sigmoïdal de la curva acumulativa pudieran deberse a la relativa importancia de la decantación en su formación (Fig. 8.46). El porcentaje de materia orgánica es bajo (0,45%), el de carbonatos se sitúa en torno al 55% (Fig. 8.32).

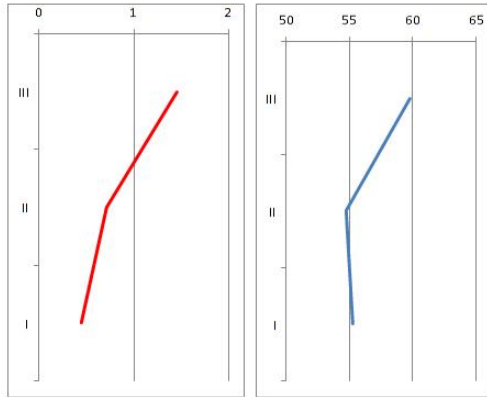


Fig. 8.32. Porcentajes de materia orgánica (en rojo) y de carbonato cálcico (en azul) de los niveles de Conducción 1.

El **nivel II**, U.E. 4100, es también de finos pero con una distribución textural que muestra una concentración de la mayor parte de los porcentajes en las fracciones de menor tamaño, que asociamos a una mayor relevancia de los procesos de decantación (curva hiperbólica, Fig. 8.46), aunque la presencia de fracciones arenosas gruesas hace que el sedimento posea asimetría negativa. Las arenas son de cuarzos transparentes rodados mates (70%) y brillantes (30%), calizas blancas y ocreas, areniscas amarillas y restos de foraminíferos. No incluyen aportes antrópicos significativos. El porcentaje de

materia orgánica es algo más bajo que en el nivel anterior y muy similar el de carbonatos.

El **nivel III**, U.E. 4099, posee rasgos muy singulares. Son fracciones finas con una textura franca que podría emparentarse con la unidad anterior, aunque con la peculiaridad de que aparece una moda, una muy marcada concentración de porcentajes, el 15% del total, en torno a la fracción 5 phi. Ello parece indicar que se trata de un sedimento emparentado con el anterior pero afectado por un retoque eólico importante. Al respecto cabe señalar que sus arenas poseen rasgos idénticos a los descritos para el nivel II. Hemos aplicado el análisis propuesto en el diagrama de Doormal (González *et al.*, 1983), aunque de modo parcial ya que se articula entre los porcentajes de fracción en tres grupos: fracciones menos de 10 micras, entre 10 y 50 micras y superiores a 50 micras, que nosotros hemos transformado tres grupos delimitados por los tamaños 11,7 micras y 44 micras. Los resultados son reveladores, ya que la muestra queda integrada sin ningún género de dudas en el grupo de limos eólicos. Este rasgo, que podríamos asociar con cierta aridez, al menos estacional, es incoherente con un moderado incremento del porcentaje de materia orgánica. El porcentaje de carbonatos también es el más elevado de la serie.

8.4.3. Testigo Occidental (TO)

El **nivel I** es de arenas y limos con algunas arcillas. La morfoscopia de las arenas confirma la presencia de restos de fauna marina heredada de sedimentos terciarios (espículas de erizo, foraminíferos, conchuela, etc.). Sus rasgos texturales muestran una cola de finos y concentraciones de partículas en las fracciones de arena fina y limos gruesos, que nos sitúan ante una sedimentación asociada a un flujo hídrico algo selectivo, de un ambiente fluvial poco energético. La curva granulométrica es prácticamente recta y la semiprobabilística no segmentada (Fig. 8.46). Los índices texturales muestran que es un sedimento de rasgos platocúrtico como resultado de la mezcla de fracciones y la asimetría negativa parece indicar la existencia de un depósito forzado al menos en la

fracción limosa (Fig. 8.33 y 8.34). Lo interpretamos como un sedimento de llano de inundación, en parte colada, que se formó a partir del transporte, en el ámbito del abanico, de un suelo pleistoceno. El porcentaje de carbonatos es relativamente bajo (50,8%) y el de materia orgánica algo elevado para lo observado en este yacimiento (1,32%), parecen indicar que se trata de un sedimento edafizado (Fig. 8.35).

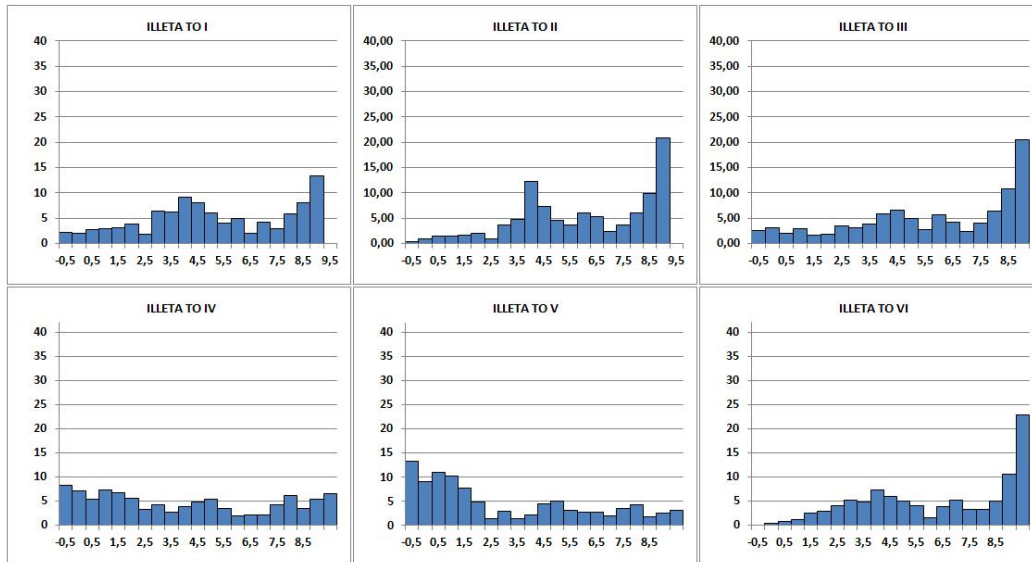


Fig. 8.33. Histogramas de distribución textural de los niveles analizados del perfil Testigo Occidental (TO).

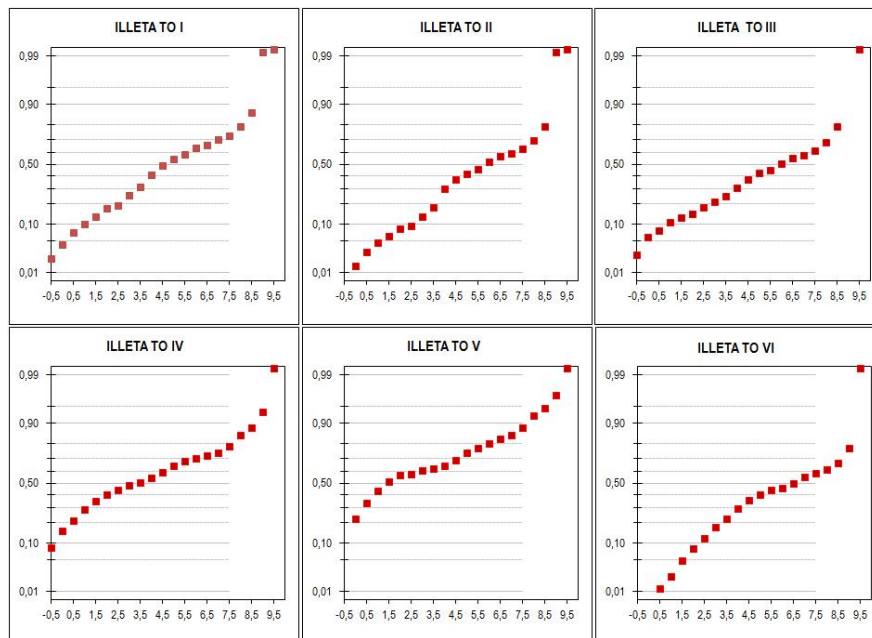


Fig. 34. Curvas semiprobabilísticas de distribución textural de los niveles analizados del perfil Testigo Occidental (TO).

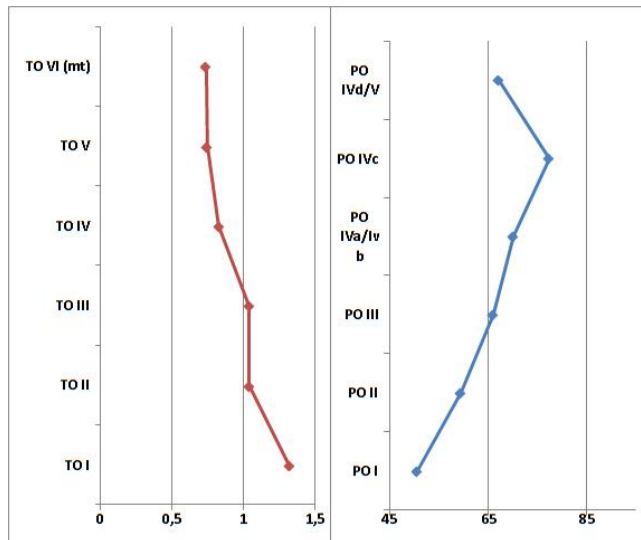


Fig. 8.35. Porcentajes de materia orgánica (en rojo) y de carbonato cálcico (en azul) de los niveles de Testigo Occidental (TO).

El **nivel II** es de limos y arcillas con arenas finas y color distinto. La escasa fracción gruesa es redondeada y de caliza, aunque en la muestra de laboratorio no se documentan ni cantos ni gravas. Porcentajes de carbonatos y materia orgánica similares a los del nivel anterior (66% y 1,04% respectivamente). Destaca la escasa presencia de arenas gruesas y el elevado porcentaje de limos en la fracción 4 ϕ , que parece señalar la existencia de ciertos procesos de transporte más selectivo, tal vez asociado al medio eólico.¹⁶

Esta moderada clasificación le concede rasgos mesocúrticos, aunque en la curva granulométrica adquiere morfología sigmoidal, dada la importancia de esta moda. La asimetría es de nuevo negativa. Las arenas son de cuarzo mate y brillante, caliza, arenisca y fragmentos de fauna marina. El ambiente sedimentario que podría corresponderse con estos rasgos se acerca a lo que podríamos interpretar como un flujo hídrico de muy baja energía en llano de inundación.

El **nivel III** es un depósito de limos y arcillas con arenas formando agregados bastante resistentes. Gravas (3,66%) y cantos (15%) subangulosos de calcoarenita y calizas terciarias, en ocasiones quemados. Elevados porcentajes de porosidad (entre 5 y 6%), que son característicos de estas litologías. Idéntico porcentaje de materia orgánica que el nivel II. El porcentaje de carbonatos en cambio es más elevado. Las arenas son rodadas y subrodadas de calizas y cuarzos.

Las condiciones de sedimentación de la fracción fina indican un flujo indiferenciado de carácter masivo, al que se asocian los cantos subangulosos, formando un transporte poco fluido. Efectivamente, los rasgos texturales expresados en los gráficos muestran una distribución bastante equitativa de las distintas fracciones y una curva Visher (1969) apenas segmentada, en el que el tramo de fracciones en saltación es el más relevante, con una mayor presencia de limos gruesos, platocurtosis, asimetría negativa, a pesar del porcentaje de arcillas muy finas, y curva granulométrica prácticamente recta (Fig. 8.46). Dado el bajo porcentaje relativo de fracción gruesa no podemos considerar el conjunto como de *debris flow*, aunque se trate de una facies emparentada.

¹⁶ Según el diagrama de Doornal no es eólico, ya que la fracción por debajo de 6,5 ϕ supera el 25% del total. Pensamos que ello es resultado de que el sedimento procede de un aporte sedimentario mixto o polimodal, por lo que el segmento extraordinariamente clasificado de limos tendría un origen eólico, al que se suman posteriormente los aportes de flujos hídricos de baja energía.

Los rasgos que caracterizan el nivel hacen poco identificable la antropización del sedimento, ahora bien, la abundancia de fragmentos cerámicos y la presencia de cantos con evidentes signos de combustión, nos llevan a proponer que el flujo que produjo el sedimento afecto a estructuras arqueológicas ubicadas aguas arriba del área estudiada.

El **nivel IV** es de arenas, limos y arcillas sin fracción gruesa. Los porcentajes de materia orgánica descienden y aumentan los de carbonatos. La fracción arenosa, muy abundante, confiere un aspecto parabólico o convexo a la curva granulométrica, y segmentado a la curva Visher (1969). Muy mala clasificación, platocurtosis y asimetría positiva. Se trata de un depósito formado en condiciones de moderada energía con un potente segmento de arenas transportadas por saltación, con una cola de limos y arcillas que le da aspecto de una colada que transportaría margas en forma de bloques, incluyendo estructuras prehistóricas desmanteladas.

El **nivel V** es de cantos heterométricos redondeados y subredondeados (55,48%), poco alterados y poco porosos, así como de gravas redondeadas (24,16%) y arenas gruesas. Litológicamente la fracción gruesa muestra orígenes diversos (calizas blancas, ocre y rojizas, cuarzos, sílex y areniscas silíceas). La materia orgánica sitúa su porcentaje en el 0,75%. Los carbonatos se hallan en cambio por encima del 77%. Las arenas son similares a las del nivel IV.

La imbricación y estructura planar de los cantos y gravas nos lleva a interpretarlo como un sedimento de carga de fondo de canal. La fracción fina es básicamente de arenas, que conceden a la curva granulométrica un aspecto parabólico. Platocurtosis, mala clasificación y asimetría positiva asociada a la cola de finos, que revela la pérdida de energía *in situ* del flujo que le dio origen.

CANTOS			
Nivel V			
Tamaño / cm	número	peso	% peso
1/2	4	26,63	2,81
2/3	2	29,54	3,12
3/4	3	115,03	12,16
4/5	3	84,33	8,91
5/6	4	406,71	42,98
6/7	1	89,17	9,42
7/8	1	194,82	20,59

Tabla 8.3. Fracción gruesa del nivel V de Testigo Occidental.

Se ha analizado la **matriz del nivel VI**, interpretado como muro de época ibérica. Se trata de fracciones finas, arcillas (un 41,8% del total) con arenas y limos. Además de la moda principal de arcillas decantadas, se observa un concentración de partículas en torno a 4 phi, que pudiera ser indicativa de que el medio, un flujo hídrico, tiene cierto grado de competencia selectiva. Platocurtosis y asimetría negativa, asociada a la presencia de una cola de gruesos importante. Curva granulométrica moderadamente hiperbólica (Fig. 8.46). El porcentaje de materia orgánica es el más bajo del perfil (0,74%) y el de carbonatos es moderadamente alto (67,24%).

8.4.4 Plataforma Oriental (PO)

El **nivel I** es de limos y arcillas (73%) con algunas arenas (25%), aparentemente asociadas a la alteración del sustrato formado por la costra pleistocena, que aparece en forma de cantos (9,8%) (Tabla 8.4) y gravas de fragmentos de costra (17,7%); todos ellos subrodados y poco alterados, rellenando una pequeña cubeta en el centro de los perfiles abiertos (a la derecha de nuestro perfil). Los bajos porcentajes de carbonatos (49%) nos

sitúan ante una regolita algo evolucionada edáficamente, en relación con procesos de disolución. En contraste, el porcentaje de materia orgánica es relativamente bajo (0,6%) (Fig. 8.36). La morfoscopía de las arenas muestra que se trata en su mayor parte de agregados cementados procedentes de calcarenita con foraminíferos muy rodados.

El análisis textural de la fracción fina señala hacia una muy alta clasificación, con más del 50% de las fracciones en el tamaño de limo de 6,5 phi, que pudiera ser tanto heredada de la roca de origen sedimentario como resultado de procesos eólicos *in situ*. Según el modelo del diagrama de Doornal (González *et al.*, 1983) se trata de limos eólicos, ya que sitúa su límite en tamaños por encima precisamente de 6,5 phi. Con todo, al coincidir esta acumulación con la fracción más fina del sedimento, no descartamos un lavado que explique la ausencia de arcillas y la pronunciada asimetría, un rasgo común a la mayor parte de las muestras que forman este perfil. La clasificación es la mejor de la serie, dada la concentración de fracciones citada. La curva granulométrica responde a este modelo singular que se repite en todo el perfil (Fig. 8.37, 8.38 y 8.42).

CANTOS									
	NIVEL I			NIVEL II			NIVEL III		
Tamaño / cm	número	peso	% peso	número	peso	% peso	número	peso	% peso
1/2	2	4,50	13,22	10	66,56	1,42	4	26,63	24,37
2/3	3	10,10	29,68	7	103,38	2,21	3	44,31	40,55
3/4				5	191,72	4,10	1	38,34	35,09
4/5	1	19,43	57,10	3	84,33	1,80			
5/6				1	101,68	2,17			
6/7				2	178,33	3,81			
7/8				8	1558,6	33,31			
8/9				6	855,60	18,29			
9/10				10	1538,7	32,89			

Tabla 8.4. Fracción gruesa de los niveles I, II y III de la Plataforma Oriental.

En el **nivel II** las fracciones más finas están constituidas por arcillas, cerca de un 50%, limos y arenas, que forman agregados resistentes. La presencia de porcentajes de fracción en todos los tamaños hace que la clasificación sea muy mala. Aunque existe una excepcional concentración de porcentajes en fracciones limosas, casi de la mitad del total en 7,5 y 8 phi (entre limos y arcillas). De nuevo un posible lavado de la fracción más fina da como resultado una elevada clasificación en torno a las fracciones limosas. Una cola de gruesos relevante explica la elevada asimetría negativa. Las arenas son de calizas quemadas, carbones, foraminíferos rodados, fragmentos de espeleotemas y areniscas (heredados del sustrato geológico).

La fracción gruesa, muy abundante en la muestra analizada, es de cantos de arenisca y caliza de diversas tonalidades. Aparece frecuentemente muy alterada, quemada. Las gravas, similares, aparecen en ocasiones negras por la combustión o formando agregados de cal, resultado de su total calcinación (se habrían alcanzado más de 800° C).

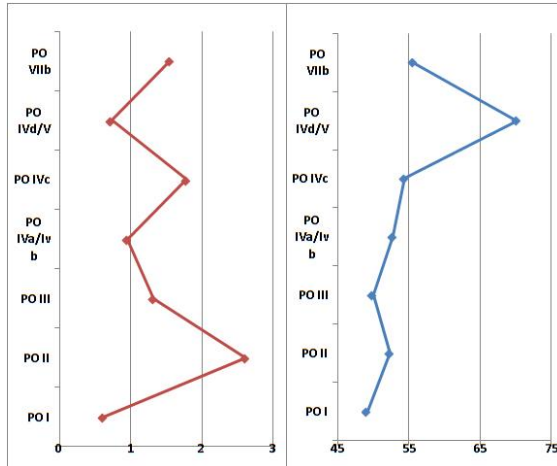


Fig. 8.36. Porcentajes de materia orgánica (en rojo) y de carbonato cálcico (en azul) de los niveles de Plataforma Oriental (PO).

La materia orgánica es muy alta (2,61%) y el porcentaje de carbonatos relativamente bajo (52,42%) (Fig. 8.36). La primera pudiera en parte proceder de los restos vegetales no consumidos en la combustión de hogares. Además de abundantes carbones, se ha podido observar en el procesado de laboratorio que el sedimento incluye sales que precipitan en decantación, que interpretamos como resultado de la proximidad del medio marino y la exposición al aire durante un periodo prolongado.

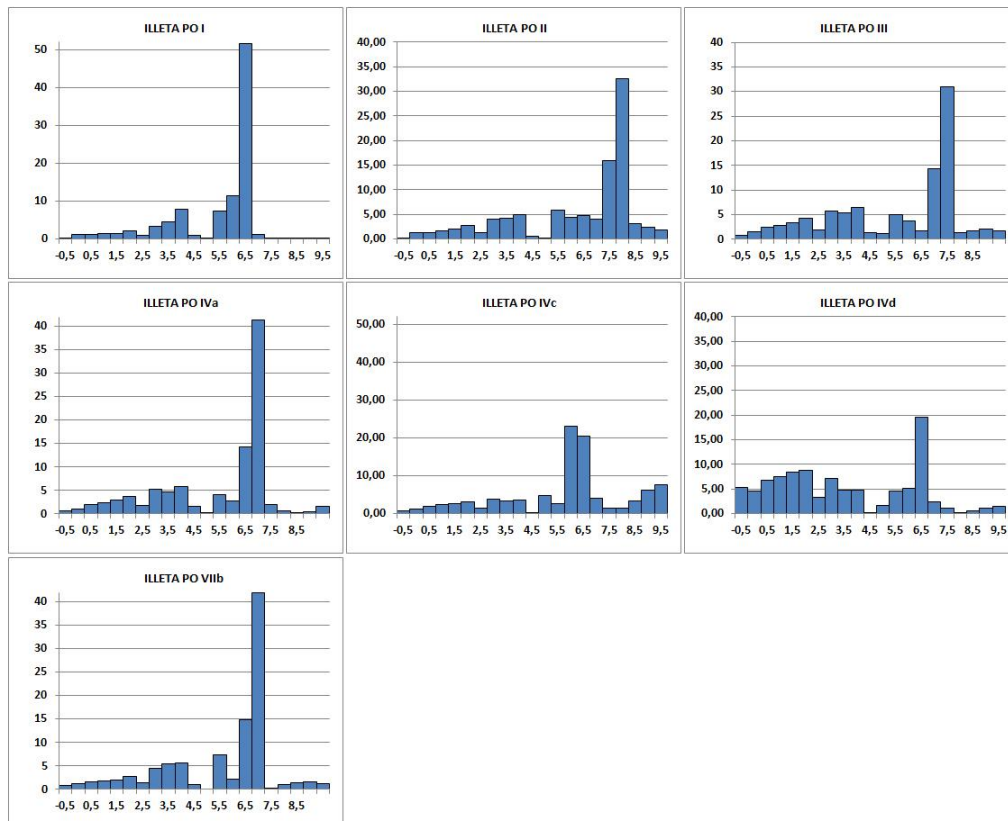


Fig. 8.37. Histogramas de distribución textural de los niveles analizados del perfil Plataforma Oriental (PO).

La abundancia de restos orgánicos y de carbones nos hace pensar en un vertedero o acumulación de basura en las inmediaciones de los espacios de habitación, aunque no podemos obviar la abundancia de gruesos que parecen situarnos ante un posible derrumbe.

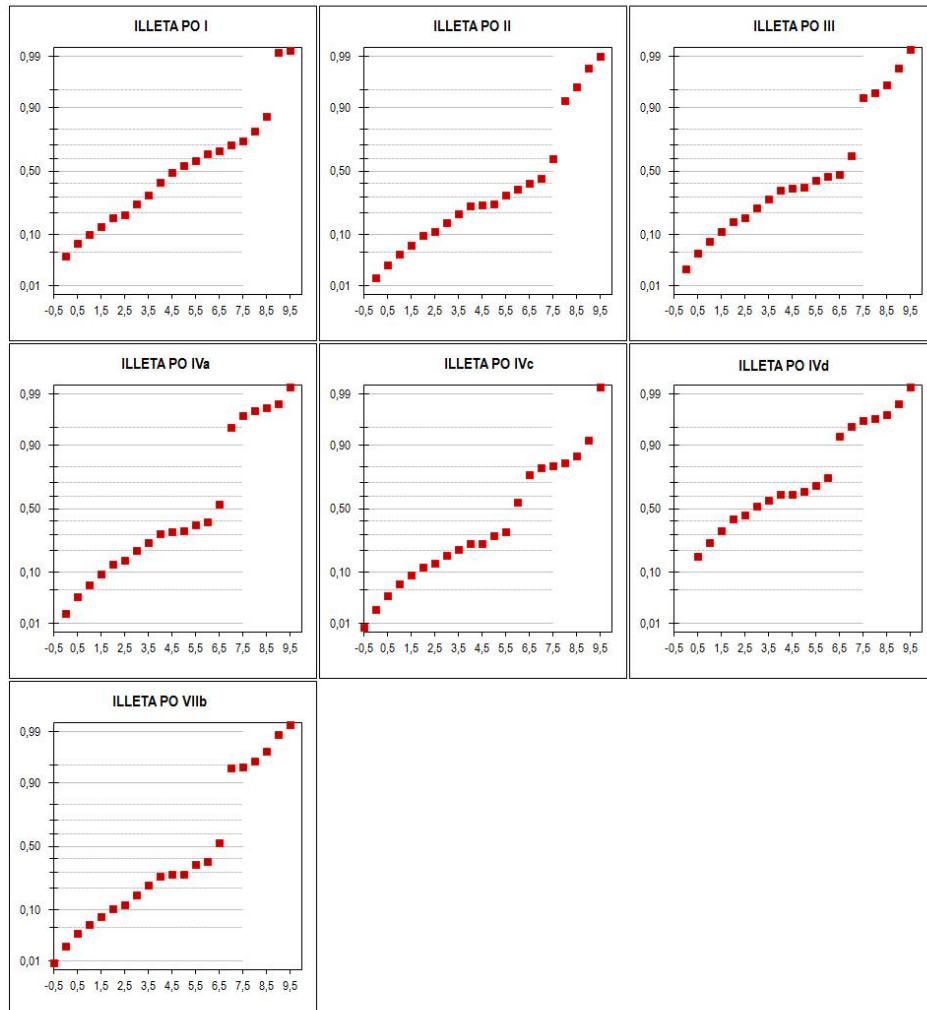


Fig. 8.38. Curvas semiprobabilísticas de distribución textural de los niveles analizados del perfil Testigo Occidental (TO).

El **nivel III** es de limos con algunas arenas medias y finas, en ocasiones formando agregados. Los cantos, un 19,11% del total, son de arenisca (52,54%), caliza (27,8%) y fragmentos de costra (19%), además de algunos playeros (Tabla 8.4). En particular los calizos son singularmente subangulosos. Las gravas, muy escasas, son subangulosas de caliza, arenisca, costra y fragmentos de huesos. Arenas quemadas, carbones, foraminíferos rodados y areniscas. Escaso cuarzo mate y fragmentos de cal por la combustión de gravas calcáreas. El tono de la arena no alterada por el fuego se asemeja al del nivel IVd/V (ver más adelante).

Desde el punto de vista textural se trata de un sedimento emparentado con el nivel II, ya que posee rasgos texturales similares. Gran cantidad de sales marinas disueltas. Materia orgánica entre 1,32% y 1,44% y 50% de carbonatos.

Nivel IVa. Sobre el conjunto de restos constructivos del techo del nivel III, aparecen limos y arenas con estructura laminar buzando a favor de la pendiente. En la muestra de laboratorio aparece escasa fracción gruesas, quemada, nódulos de cal en tamaño canto y grava, y algún hueso en la fracción grava. Carbonatos presentes en un porcentaje del 52,8% y materia orgánica en progresivo descenso, pasa a ser de un 0,96%.

La fracción fina analizada muestra rasgos idénticos a los niveles II y III. Podría tratarse de regolita procedente de la parte más alta del promontorio profundamente modificada por las actividades humanas y por los procesos de lavado que afectan al talud en el que se depositan.

El **nivel IVc**, en su distribución textural, a diferencia de los niveles I, III y IVa/b, presenta una cola de finos que indica la presencia de arcillas decantadas, tal vez no totalmente lavadas. Sus rasgos son distintos a los hasta ahora vistos en este perfil, aunque sigue produciéndose una concentración de más del 40% de las partículas en las fracciones limosas de 6 y 6,5 phi, que nos situarían ante posibles procesos eólicos. Ello hace que a diferencia del resto de las muestras de este perfil la asimetría negativa sea más baja. Posee un porcentaje de carbonatos similar a los de III y IVa, aunque algo superior (cerca de 55%), y un elevado porcentaje de materia orgánica (1,79%).

El **nivel IVd/V** es de arenas y limos que apenas incluyen fracción gruesa, un canto anguloso de caliza y fragmentos óseos en la fracción grava. No presenta agregados procedentes de la alteración de estructuras antrópicas a diferencia del resto de unidades estudiadas. Los porcentajes obtenidos, tanto de materia orgánica (0,73%) como en carbonatos (70%), señalan su peculiaridad en el conjunto. Lo mismo indica la falta de sales marinas disueltas y el predominio de arenas de litología caliza (60%) rodadas y subredondeadas (frente al resto de niveles IV y III en los que abundan más las areniscas). El resto son precisamente areniscas y foraminíferos rodados, además de cuarzos subredondeados mate.

CANTOS			
	NIVEL VIIb		
Tamaño cm	número	%	% peso
1/2	31	52,54	15,38
2/3	16	27,12	17,61
3/4	2	3,39	5,71
4/5	5	8,47	10,47
5/6	2	3,39	15,15
6/7	1	1,69	6,64
7/8	2	3,39	29,03

Tabla 8.5. Fracción gruesa del nivel VIIb de Plataforma Oriental.

La distribución textural muestra una curva parabólica, con abundante fracción arenosa (más del 60%), asociada a un depósito de moderada energía, que pierde rápidamente, y que permite el depósito de un importante porcentaje de fracciones limosas. Posee marcada asimetría positiva, que pudiera asociarse a una arroyada fluvial.

El **nivel VIIb** es un sedimento con cantos angulosos (30,36%) y agregados resistentes de

arenisca terciaria, uno de ellos quemado (Tabla 8.5); así como de algunos fragmentos óseos en la fracción grava. Del mismo tamaño se documentan carbones y algún agregado de cal. La distribución textural de la fracción fina muestra rasgos muy similares a los de los niveles II y III, un sedimento formado en un ambiente de baja energía, posiblemente un medio hídrico en origen en el que predominó la decantación, con lavado de la fracción más fina en una segunda fase. Elevado porcentaje de materia orgánica y bajo de carbonatos, posible suelo en evolución, que quedaría expresada en la presencia de pseudomicelios de origen edáfico. Teniendo en cuenta sus rasgos estratigráficos pudiera proceder de restos de muros realizados a partir del procesado de sedimentos del entorno.

8.4.5. Cisterna 1 (C1)

La **muestra A** está formada por un sedimento de arcillas con arenas y limos. Las arenas son finas, constituidas por calizas de tonos ocres, blancos, beige y anaranjados, en ocasiones quemadas. Se observan abundantes restos biógenos (foraminíferos, conchuela y otros restos de organismos marinos terciarios). La materia orgánica es relativamente alta (1,59%) y el porcentaje de carbonatos es el más bajo de los niveles estudiados en esta estructura (55,22 %) (Fig. 8.39). La acción de procesos edáficos (iluvación de carbonatos a niveles inferiores y la actividad biológica) puede ser responsable de estos rasgos, lo que nos sitúa ante un sedimento edafizado, aunque no se puede descartar la importancia de la influencia humana en la materia orgánica a través de los abundantes carbones, así como la existencia de procesos edáficos heredados.

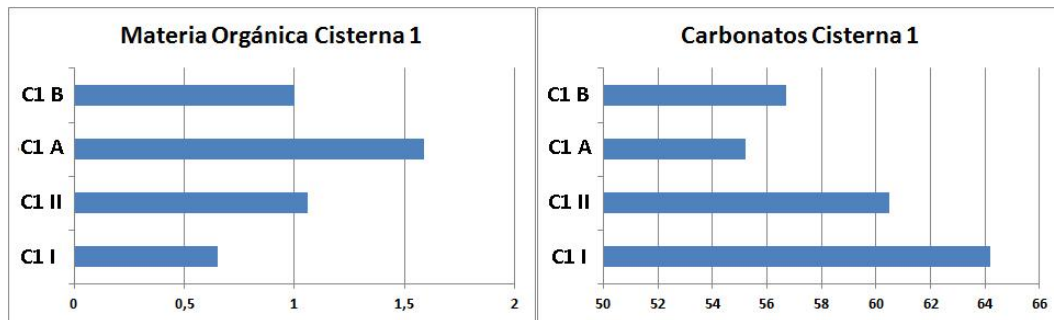


Fig. 8.39. Porcentajes de materia orgánica y de carbonato cálcico de los niveles de Cisterna 1 (C1).

El estudio de la distribución porcentual de las partículas que la componen muestra una curva granulométrica hiperbólica, un depósito de tipo libre. La marcada leptocurtosis de la curva semiprobabilística, muy tendida, responde a la concentración de fracciones en los tamaños más finos. La clasificación es muy mala y la asimetría negativa, muy marcada, podría estar en relación en gran medida con la presencia de fracciones gruesas asociadas a la acción humana. Se observa una concentración anómala en torno a la fracción limosa 7 phi. Es probable que responda a un procesado en el laboratorio incorrecto, dada la falta de fracciones en los tamaños 6 y 6,5 phi, aunque hemos observado concentraciones de este tipo en algunas muestras de la Plataforma Oriental (Fig. 8.40 y 8.41).

Este sedimento, ligeramente edafizado, es susceptible de proceder de un depósito margoso o de un sedimento de llano de inundación a partir de margas, que formó un suelo dentro del sistema sedimentario del abanico. Los carbones y restos antrópicos documentados nos sitúan ante un sedimento en contexto arqueológico, tal vez de la fase cultural previa. Tendría pues su origen en el entorno inmediato.

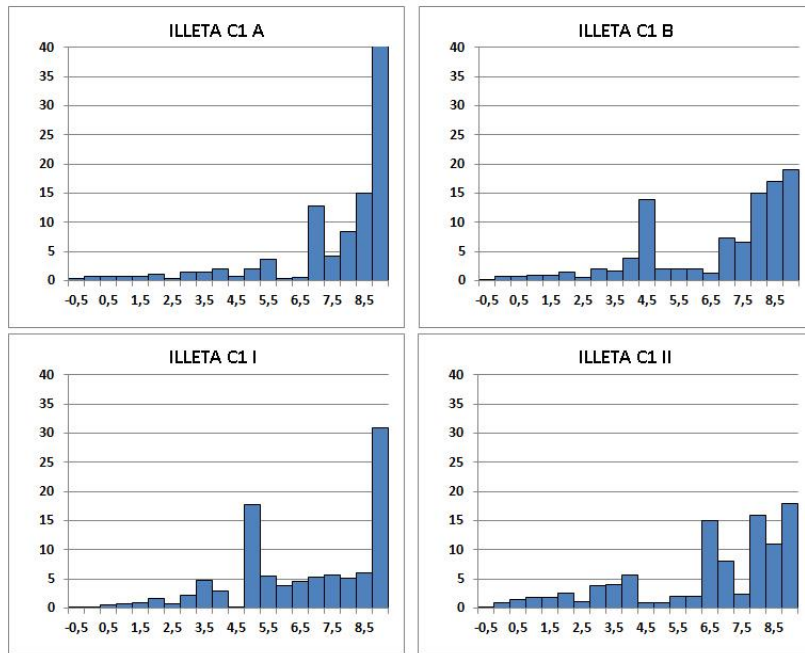


Fig. 8.40. Histogramas de distribución textural de los niveles analizados de los perfiles de Cisterna 1 (C1).

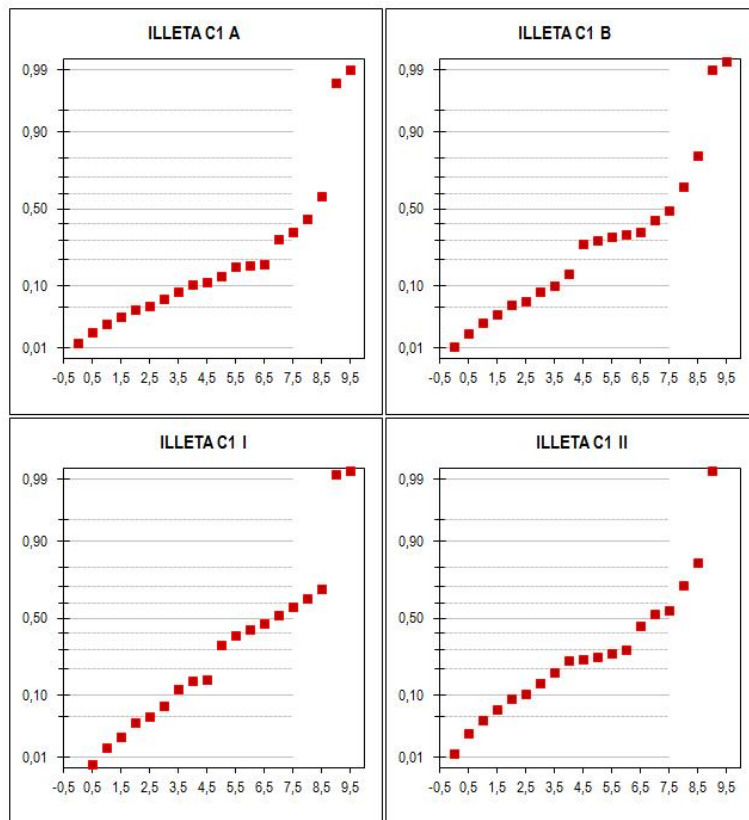


Fig. 8.41. Curvas semiprobabilísticas de distribución textural de los niveles analizados de los perfiles de Cisterna 1 (C1).

La **muestra B** es de arcillas y limos con muy escasas gravas de caliza, entre las que destacan un gran fragmento óseo y algunos carbones. La fracción arenosa es idéntica a la estudiada en la muestra anterior. Los porcentajes de carbonatos (56,72%) y materia orgánica (1%) caracterizan este sedimento como edafizado o alterado por la influencia humana, aunque algo menos que en el caso anterior. La distribución textural en la fracción fina muestra una doble moda, con concentración de fracciones en limos finos y arcillas, y en la fracción 4,5 phi de limos gruesos (14%). Aunque estos últimos pudieran tener un origen antrópico (Capel, 1977, 339; Serna, 1995, 131), el elevado grado de clasificación nos lleva a asociarlo a un posible aporte eólico (Ferrer *et al.*, 1993, 10). No obstante, cabe reconocer que según el modelo Doormal se correspondería con un depósito de limos fluviales (González *et al.*, 1983).¹⁷ Estos rasgos hacen que posea carácter platocúrtico. La asimetría negativa, moderada, estaría en relación de nuevo con el aporte de arenas de origen antrópico, aunque conserva el carácter hiperbólico en la curva granulométrica (Fig. 8.46), menos marcado que en caso anterior.

El **nivel I**, U.E. 4173, es de arcillas y limos en estructura masiva y formando agregados muy resistentes. Las arenas están constituidas por restos de estructuras biógenas, heredadas del sedimento terciario original. La distribución textural aporta claras evidencias de que se trata de un sedimento depositado por un flujo hídrico poco energético (circulación de aguas en manto), tal vez en forma de colada en la fracción limosa. Platocurtosis y asimetría negativa. Destaca la riqueza en limos bien clasificados (17,7% en fracción 5 phi) similar a la detectada en la matriz del muro norte (muestra B) y que refuerza la hipótesis de un origen natural en relación con procesos eólicos relevantes. Estas fracciones alteran los rasgos de la curva hiperbólica, que revela una sedimentación libre en la que predominan las fracciones más finas, asociadas a procesos de decantación. Los elevados índices de carbonatos (64,2%) y bajos de materia orgánica (0,65%) señalan hacia un sedimento poco edafizado.

El **nivel II**, U.E. 4168, es de limoarcillas de tono ligeramente diferente al resto del conjunto. Moderadamente bajo porcentaje de carbonatos (60,5%) y alto de materia orgánica (1,06%). La distribución textural de la fracción fina tiene unos rasgos muy irregulares, los menos coherentes de los vistos en este estudio, resultado de la intervención directa del hombre en su formación. Platocurtosis y asimetría negativa. La curva granulométrica es hiperbólica muy irregular; con todo, posee ciertos rasgos de sedimento aluvial, procedente de la meteorización, erosión y transporte de margas terciarias (arenas idénticas a las hasta ahora descritas). Pudiera tratarse de un suelo del entorno inmediato al yacimiento ocupado en época prehistórica.

8.4.6. Cisterna 2 (C2)

El **nivel IX** (U.E. 2433) está constituido por limos y arcillas. Las arenas organógenas, heredadas del sedimento terciario original, suponen menos del 7% y son predominantemente finas. El porcentaje de materia orgánica se sitúa en 0,78%, moderadamente bajo en este yacimiento, y el de carbonatos en 62,5%, frecuente en las muestras analizadas (Fig. 8.42).

¹⁷ Le damos la misma interpretación que en el nivel II de Conducción 1.

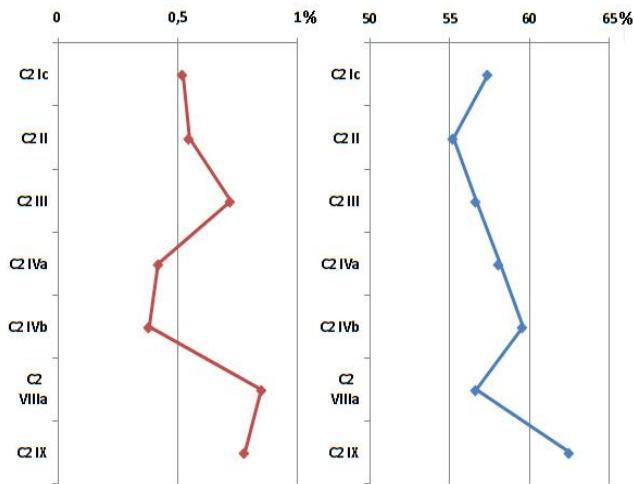


Fig. 8.42. Porcentajes de materia orgánica (en rojo) y de carbonato cálcico (en azul) de los niveles del perfil Cisterna 2 (C2).

Tiene una curva granulométrica hiperbólica en la que se observa una suave anomalía en los limos más finos, que indica la existencia de un flujo de cierta persistencia en este rango de tamaño / energía (Fig. 8.43 y 8.44). Se asemeja a las muestras B y nivel I de la Cisterna 1, aunque estas poseen la anomalía o moda secundaria en fracciones limosas más gruesas. Estas fueron interpretadas como depositada por un flujo hídrico poco energético, y asociadas a elementos estructurales o primeros rellenos de la cisterna

en funcionamiento, propuestas que son coherentes para la interpretación de este nivel. La distribución textural es platocúrtica, la asimetría es negativa y elevada, pero no tanto como en la muestra B, donde hay una cola muy importante de gruesos. Lo mismo ocurre con el grado de clasificación. Son pues margas terciarias redepositadas y que formaban parte de un sedimento continental generado por un flujo hídrico que permite la decantación. Podría ser parte del revestimiento impermeabilizante del fondo o del nivel de relleno a base de la cisterna.

Se analizó el **nivel VIIIa** (U.E. 2431) de entre los niveles niveles VIII, ya que está formado por un sedimento en apariencia natural. Está constituido por limos y arcillas con una menor presencia de fracciones gruesas, fragmentos de costra y calizas. Se observa un enriquecimiento en la presencia de materia orgánica y un descenso moderado del porcentaje de carbonato cálcico.

El análisis sedimentológico muestra que se halla emparentado con el nivel anterior aunque con un claro enriquecimiento en arenas, que alcanzan el 17% del total de la muestra, particularmente en las situadas por debajo de los 0,1 mm (3 phi). El resultado es una curva granulométrica hiperbólica algo menos tendida. La clasificación empeora y se incrementa la platocurtosis. La asimetría negativa, posiblemente asociada a un depósito forzado, muestra una relevante presencia de fracciones arenosas gruesas. Su semejanza con el nivel I que forma parte del relleno de la conducción que llevaba agua a la Cisterna 1 y con el nivel I de la Cisterna 1, nos hace pensar que formó parte también de este tipo de relleno.

Los niveles del VII al V (adscritos todos a las unidades estratigráficas 2430 y 2428) constituyen un relleno forzado de amortización de la estructura con datación también del Bronce Tardío y no han sido analizados.

Los **niveles IVb** y **a** se identifican con las unidades estratigráficas 2427 y siguientes. Ambos niveles están constituidos por limos con arenas y escasas arcillas. La distribución textural muestra que las arenas suponen el 27% de la muestra, con una distribución poco

selectiva, aun cuando más del 55% son arenas muy finas (por debajo de 3 phi). Los limos, tampoco muy clasificados, se concentran en torno a la fracción 4,5 phi (16 y 16,5%), lo que pudiera indicar un claro predominio del transporte eólico como en otras muestras analizadas, aunque de nuevo, según el modelo Doormal (González *et al.*, 1983), se correspondería con limos fluviales.¹⁸ La curva granulométrica, suavemente sigmoidea, es el resultado de dos procesos en su configuración. El depósito es también mal clasificado, platocurtico y con tendencia a la simetría. Sus rasgos parecen mostrar una colada o depósito transportado en condiciones de cierta densidad ((Mycielska-Dowgiałło y Ludwikowska-Kędzia, 2011), con la citada concentración de porcentajes, moda, en la fracción limosa 4,5 phi. Los porcentajes de materia orgánica son significativamente bajos, y moderadamente altos los de carbonatos.

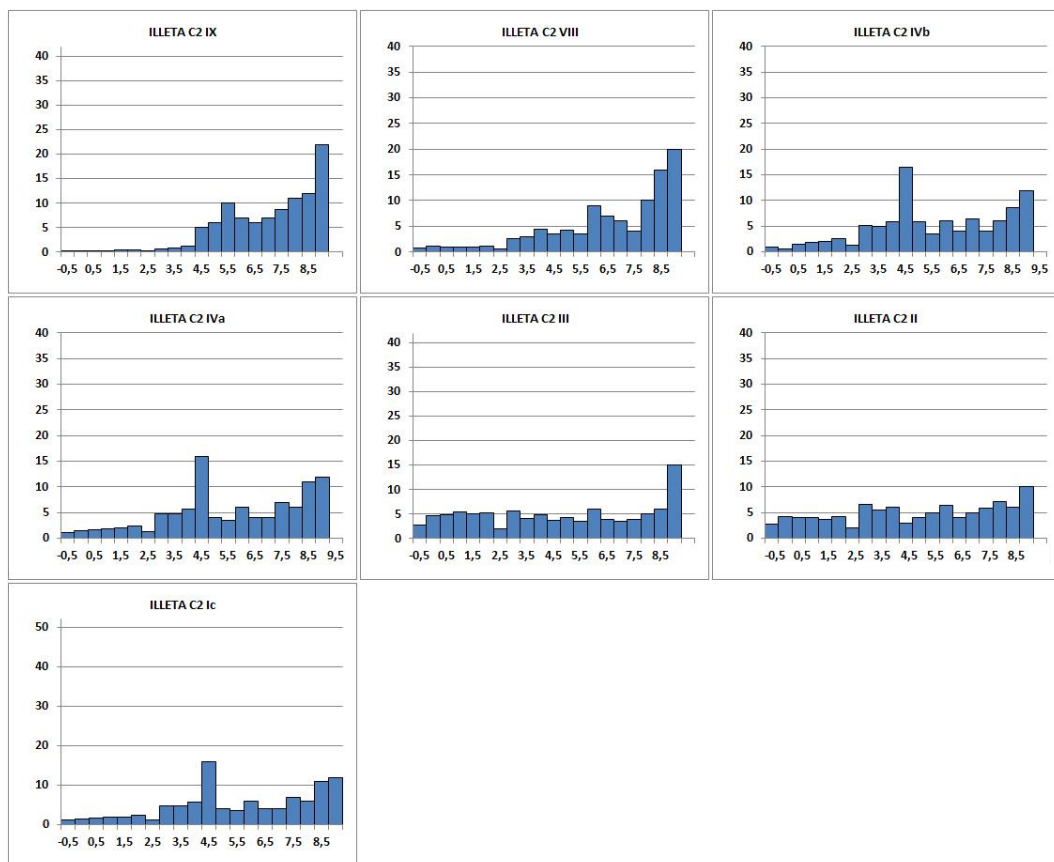


Fig. 8.43. Histogramas de distribución textural de los niveles analizados del perfil Cisterna 2 (C2).

Los **niveles III** y **II** se corresponden *grosso modo* con las unidades estratigráficas 2419 a 2417. Representan las últimas fases de amortización previas a los rellenos de época ibérica y poseen una geometría buzante mucho más suavizada. Se trata de arenas con limos y arcillas masivas de color entre gris suave y marrón muy pálido (7/3 y 7/1 10 YR) con algunos cantos y gravas subredondeadas. En el campo se identificaron algunas estructuras laminares que vinculamos a flujos hídricos con moderada energía. Los porcentajes de materia orgánica son

¹⁸ Le damos la misma interpretación que en el nivel II de Conducción 1.

diferentes, moderadamente elevado en el nivel III y bajo en el II. Las arenas son de cuarzos mates y brillantes, calizas, algunas quemadas, restos organógenos y algunos carbones.

En conjunto el estudio sedimentológico de ambos niveles muestra el predominio de las arenas (45% y 43,5% respectivamente) heterométricas. Similar aspecto poseen las fracciones más finas, constituidas por limos y algunas arcillas sin que existan fracciones texturales que destaquen por su importancia porcentual. Es pues un sedimento muy mal clasificado desde el punto de vista textural, con rasgos gráficos de platocurtosis y simetría. La curva granulométrica es del grupo de las de trazado recto, ya que existe una proporción muy franca de tamaños. Aparentemente se trata de una colada de fracciones finas, en este caso, limoarenosas. La movilización de este paquete sedimentario a partir de niveles arqueológicos previos exige la disponibilidad de un volumen suficiente de agua.

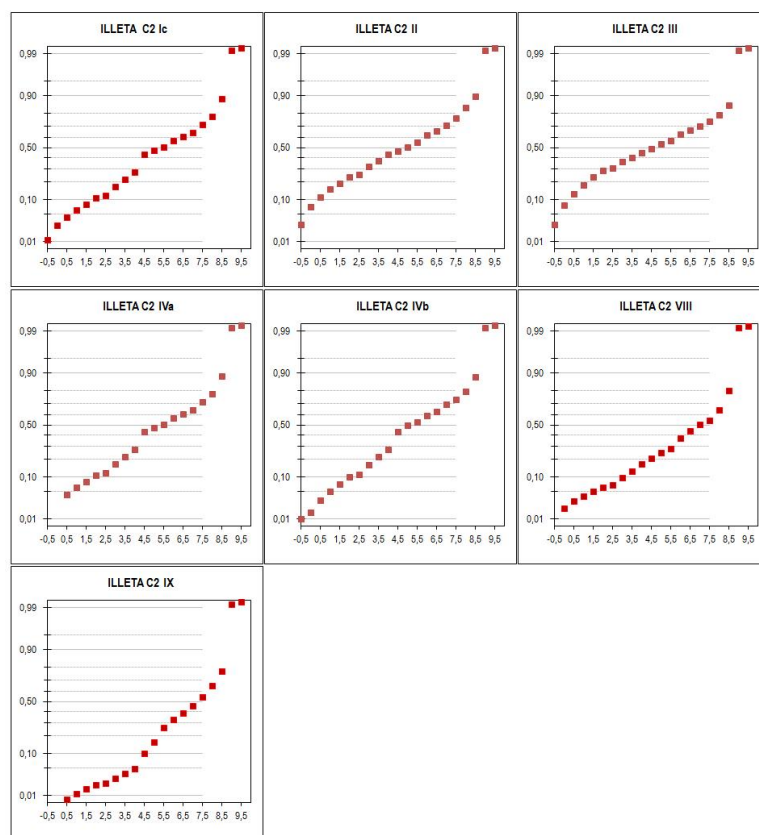


Fig. 8.44. Curvas semiprobabilísticas de distribución textural de los niveles analizados del perfil Cisterna 2 (C2).

El **nivel Ic** se corresponde con una regularización antrópica de época ibérica. Sus rasgos texturales son similares a los anteriores en cuanto a mala clasificación y curtosis, aunque se identifica con mayor facilidad los rasgos de un sedimento aluvial depositado en condiciones de baja o nula energía, a través de la curva hiperbólica. Esta similitud se expresa en una curva semiprobabilística muy tendida y recta no segmentada, aunque alterada por la presencia de limos concentrados en torno a la fracción 4,5 phi, que emparenta este depósito con los niveles IV. Como estos, posee porcentaje de materia orgánica bajo. Ascende ligeramente el porcentaje de carbonato cálcico.

8.4.7. Valoración de algunos índices y curvas

El análisis Cluster de los rasgos texturales de las muestras estudiadas da como resultado un dendrograma con agrupaciones coherentes con las tipologías de sedimentos descritos, aunque se identifican algunas relaciones de interés en la interpretación de estos. Existe una laxa relación entre niveles con abundante fracción gruesa de estratos fluviales (nivel V del Testigo Occidental y los niveles IX y X del Testigo A, grupo a de la Fig. 8.45), aunque en este grupo aparece el nivel VIII de este último perfil, que en principio no adscribiríamos al mismo. El nivel IVd/V de la Plataforma Oriental, que pudiera estar en relación con los anteriores, se asocia mejor con el nivel IV del Testigo A y el nivel IV del Testigo Occidental, sedimentos aluviales sin fracción gruesa relevante (grupo b de la figura).

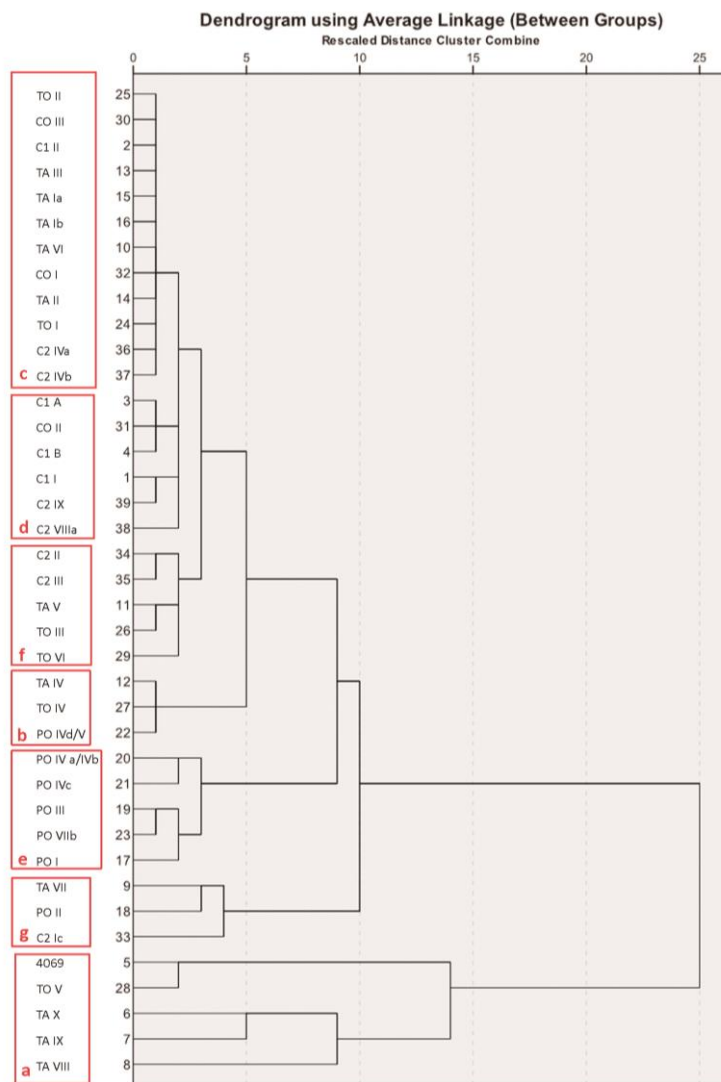


Fig. 8.45. Clúster. Dendrograma de agrupación jerárquica aglomerática.

Al lado opuesto del dendrograma se documenta un extenso conjunto de muestras muy homogéneo que incluye los niveles basales del Testigo Occidental, de Plataforma Oriental y de Testigo A, más algunos sedimentos aluviales de la parte media de este último, niveles de relleno de la Conducción 1 y del techo de la balsa de decantación de la Cisterna 1. También aparecen niveles intermedios de la Cisterna 2, que a nuestro parecer poseen rasgos genéticos muy distintos. Entendemos que este grado de agrupación debe ser el resultado de la limitada diversidad de sedimentos entre arroyadas y procesos de decantación que nutren el conjunto de rellenos objeto de atención (grupo c).

En estos subgrupos emparentados con el anterior identificamos los sedimentos que conforman la estructura de la Cisterna 1, el relleno de amortización de la Conducción 1, y los rellenos de uso y primera amortización de la Cisterna 2 (grupo d). Los sedimentos formados por lo que se ha interpretado como coladas conforman el grupo f. Algunos derrumbes y pavimentos forman el grupo g, poco cohesionado.

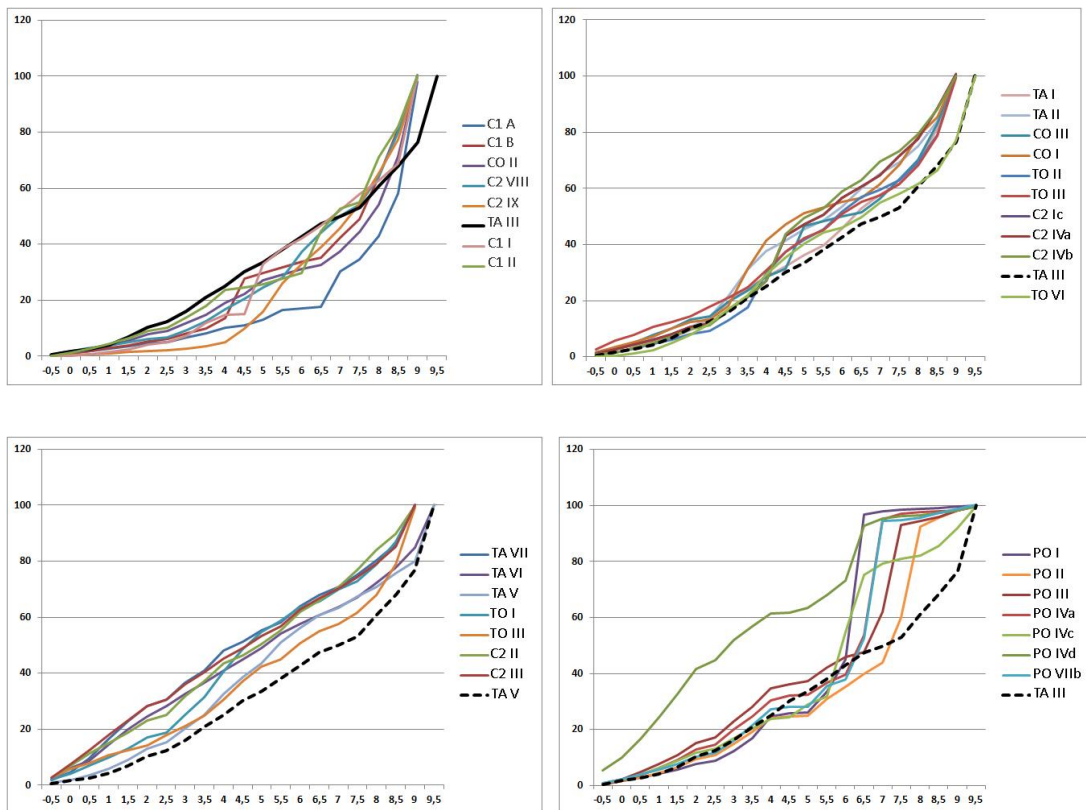


Fig. 8.46a, b, c y d. Curvas acumulativas de las muestras estudiadas de los niveles de Illeta dels Banyets.

Finalmente surge un grupo muy homogéneo (e) para las muestras que conforman la Plataforma Oriental, en relación a su característica pérdida de arcillas como resultado, pensamos, de procesos de lavado y iluviación en el marco de un posible nivel abancalado

o de unos rasgos heredados, recuérdese la existencia de limos amarillos tardiglaciares en los perfiles abiertos en los acantilados.

Por otro lado, la representación gráfica del conjunto de curvas granulométricas muestra cinco claras agrupaciones (Fig. 8.46 a/e): Curvas hiperbólicas, con frecuencia anómalas, asociadas a procesos de decantación (a), curvas suavemente sigmoidales para flujos bimodales o polimodales de baja energía de sedimentos intermedios entre coladas y arroyadas difusas y sedimentos con retoques eólicos (b), curvas rectas asociadas a coladas (c), curvas parabólicas para depósitos forzados y de elevada energía asociados a medios fluviales (d), y las singulares curvas de las muestras de la Plataforma Oriental (e).

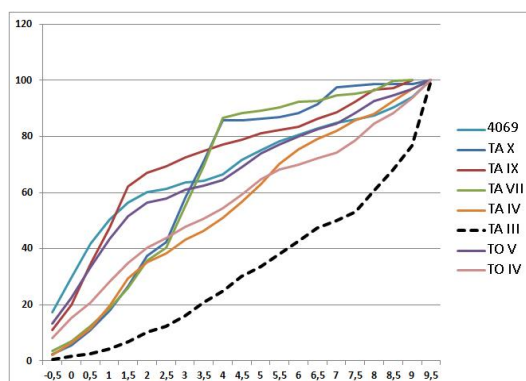


Fig. 8.46 e. Curvas acumulativas de las muestras estudiadas de los niveles de Illeta dels Banyets.

En lo que respecta a las relaciones entre indicadores o parámetros texturales hemos llevado a cabo diversas aproximaciones: Las relaciones entre el primer cuartil y el tamaño medio, según el modelo propuesto por Passega (1963) y modificado por Ludwikowska-Kędzia (2000) para depósitos fluviales y litorales, indica que la mayor parte de las muestras analizadas se sitúan en una franja que según esta última autora se asocia a facies

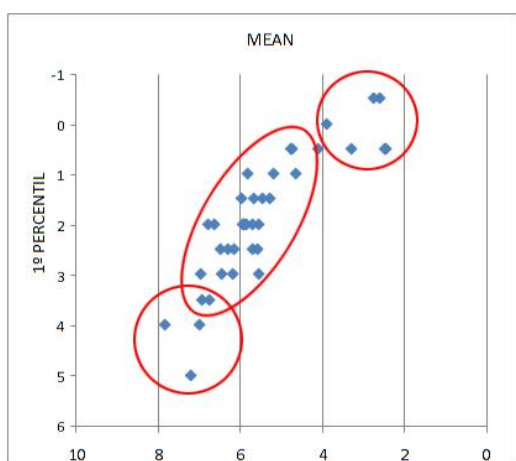


Fig. 8.47. Adaptación de las gráficas de Passega, con representación del primer percentil y la media de la muestra analizada. El grupo inferior son las muestras de niveles procedentes de margas. El grupo superior representa a las muestras de niveles depositados por transportes fluviales energéticos.

en suspensión (Fig. 8.47). En algunos casos acercándose a la tipología de aguas estancadas o incluso de sedimentos pelágicos. Estos últimos los asociaríamos a sedimentos margosos terciarios apenas alterados, es el caso de las muestras A y B de la Cisterna 1 y IX de la Cisterna 2. En el lado opuesto encontramos un subgrupo de muestras que se asocian a transportes fluviales de más energía con fracción en saltación y suspensión. Es el caso niveles IX y X del Testigo A, el nivel V de Testigo Occidental, el nivel IVd de Plataforma Oriental y los niveles II y III de la Cisterna 2.

Las relaciones entre tamaño medio y clasificación muestran una tendencia hacia un sistema en el que al aumentar el tamaño se reduce la clasificación (Fig. 8.48). Este es típico de ambientes deposicionales con alta variabilidad energética en el transporte (Mycielska-Dowgiałło y Ludwikowska-Kędzia, 2011). Fases de transporte de baja

energía (por ejemplo, agua o aire), durante las cuales se produce la clasificación del material depositado, que alternan con breves fases de transporte que mayor energía, que

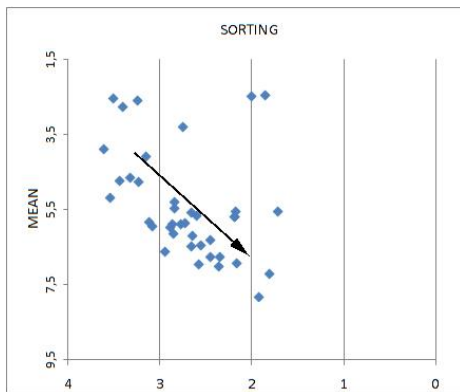


Fig. 8.48. Relaciones entre tamaño medio y clasificación.

producen a acumulaciones de material de grano grueso mal clasificado. Esto ocurre con frecuencia en los canales. Puede coincidir con la sedimentación en zonas vientos relevantes (Wang *et al.*, 2003). También se ha referido como representativo de sedimentos derivados de lavado en pendientes (Twardy, 2004), y de depósitos de grano muy fino, en el intervalo de 4 a 6 phi, de los depósitos de inundación (Czyżowska-Wiśniewska, 2003) o entre 4 y 8 phi en depósitos de *overbank*.

La relación entre la asimetría y clasificación muestra que el incremento de la asimetría negativa coincide con un incremento de la clasificación, un rasgo inverso a lo observado en sedimentos de canal fluvial, pero coincidente con lo que podría ocurrir en depósitos de *overbank*, aunque con asimetrías siempre positivas (Mycielska-Dowgiałło y Ludwikowska-Kędzia, 2011, 199). Las muestras simétricas tienen mala clasificación, que empeora en las muestras con asimetrías positivas (Fig. 8.49). Finalmente las relaciones entre asimetría y tamaño medio muestran un grupo de muestras simétricas con tamaños medios próximos a 5,5 phi, es el caso de los niveles IV y V del Testigo A, los niveles II de Testigo Occidental y los niveles II, III, IVa y IVb de la Cisterna 2. Las asimetrías negativas se asocian a tamaños medios menores (muchas muestras de Plataforma Oriental, las muestras de la Cisterna 1, el nivel II de la Conducción 1 y el nivel V de Testigo Occidental), y al contrario, asimetrías positivas están en relación con tamaños mayores (es el caso del nivel IX de Testigo A y los niveles V y VI de Testigo Occidental (Fig. 50).

La relación entre la asimetría y clasificación muestra que el incremento de la asimetría

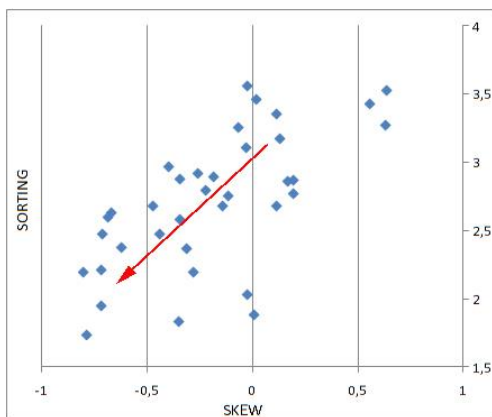


Fig. 8.49. Relaciones entre clasificación y asimetría.

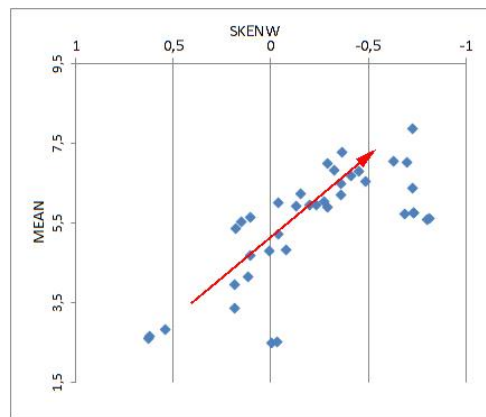


Fig. 8.50. Relaciones entre tamaño medio y asimetría.

NIVEL	GRUESOS	FINOS	CANTOS	GRAVAS	ARENA	LIMOS	ARCILLA	MO	CARBONATOS	MEAN	SORTING	SKEW	KURTOSIS
C1 I	0	100	0	0	14,9	42,9	42,1	0,65	64,2	6,987	2,184	-0,288	0,653
C1 II	0	100	0	0	23,66	31,4	45	1,06	60,5	6,52	2,672	-0,48	0,852
C1 A	0	100	0	0	10,24	24,4	63,6	1,59	55,22	7,861	1,94	-0,726	1,536
C1 B	0	100	0	0	13,67	35,4	51	1	56,72	7,047	2,369	-0,629	0,698
4069	91	9	77	14	66,57	19,36	14,09	1,2	70	2,574	3,52	0,628	0,821
TA X	55	50	45	5	85,71	12,3	0,6	1,81	74,55	2,487	1,869	-0,002	1,348
TA IX	61,2	48,8	4,3	20,9	77,02	12,48	11,4	0,8	68,1	2,65	3,259	0,624	1,128
TA VIII	26	74	22	4	69,25	25,95	4,8	1,75	27,68	2,511	2,018	-0,032	1,486
TA VII	46	54	26	20	41	34	25	1,7	59,7	4,679	3,344	0,107	0,599
TA VI	0	100	0	0	40,83	26,37	32,81	0,61	60,25	5,219	3,553	-0,033	0,616
TA V	12,84	87,16	8,47	4,37	32,47	34,9	32,76	0,85	68,55	5,983	3,096	-0,037	0,683
TA IV	0	100	0	0	51	34,7	14,3	0,45	54,15	4,14	3,162	0,121	0,749
TA III	0	100	0	0	25,04	28,02	47	1,09	52,4	6,678	2,958	-0,408	0,67
TA II	0	100	0	0	37,8	31,6	31,5	1,07	51,47	5,931	2,885	-0,194	0,671
TA Ib	7,5	92,5	4,5	3	28,6	33,2	39	1,38	48,72	6,182	2,865	-0,355	0,681
TA Ia	4,8	95,2	4	0,8	22,5	36,5	40	1,24	49,78	6,484	2,567	-0,356	0,651
PO I	27,55	72,45	9,85	17,7	24,68	73,7	1,5	0,61	49,19	5,582	1,728	-0,799	0,899
PO II	50	50	39,54	10,46	24,19	35,75	47,31	2,61	52,42	6,352	2,462	-0,723	0,966
PO III	22,31	77,69	19,11	2,2	29,12	86,97	1,77	1,32	50	5,7	2,621	-0,681	0,731
PO IVa/IVb	8,94	87	4,14	4,8	30,54	66,5	3	0,96	52,82	5,6	2,188	-0,81	0,741
PO IVc	4,56	100	0	4,56	23,91	73,92	1,5	1,79	54,44	5,937	2,783	-0,233	1,504
PO IVd/V	6,34	100	0	6,34	61,45	34,88	3,38	0,73	70,16	3,344	2,764	0,187	0,595
PO VIIb	30,36	69,64	30,36	0	27,13	67,3	5,5	1,55	55,65	5,745	2,198	-0,729	0,88
TO I	0	100	0	0	40,66	32,2	27,2	1,32	50,8	5,332	2,858	0,184	0,684
TO II	0	100	0	0	29,93	33,16	36,84	1,04	59,54	6,232	2,667	-0,152	0,678
TO III	18	82	14,34	3,66	30,71	30,9	38,39	1,04	66,13	5,875	3,134	-0,289	0,738

Tabla 8.6a. Datos texturales y sedimentológicos de las muestras estudiadas

NIVEL	GRUESOS	FINOS	CANTOS	GRAVAS	ARENA	LIMOS	ARCILLA	MO	CARBONATOS	MEAN	SORTING	SKEW	KURTOSIS
TO IV	0	100	0	0	54,37	24,18	21,6	0,83	70,24	3,941	3,62	0,191	0,619
TO V	79,64	20,36	55,48	24,16	64,43	23,82	11,9	0,75	77,42	2,797	3,415	0,546	0,774
TO VI (mt)	23,08	76,92	3,24	19,84	29,37	28,83	41,8	0,74	67,24	5,745	2,198	-0,729	0,88
CO III	0	100	0	0	28,3	34,7	37	1,46	59,81	6,019	2,908	-0,269	0,722
CO II	0	100	0	0	19,19	25,01	55,8	0,72	54,72	7,006	2,589	-0,696	0,774
CO I	0	100	0	0	41,28	27,1	31,62	0,45	55,27	5,506	2,853	0,157	0,719
C2 Ic	32,14	67,86	19,74	12,4	13,6	47,9	38,5	0,52	57,42	6,813	2,358	-0,324	0,737
C2 II	16,8	83,2	6,7	10,1	43,4	33,4	23,2	0,55	55,23	4,812	3,245	-0,078	0,722
C2 III	12,5	87,5	4,1	8,4	45,19	28,81	26	0,72	56,69	4,779	3,45	0,009	0,61
C2 IVa	5,6	94,4	2	3,6	27,1	44,6	29	0,42	58,14	5,896	2,74	-0,125	0,79
C2 IVb	4,8	95,2	2,8	2	27,14	46,3	26,7	0,38	59,61	5,615	2,673	0,106	0,784
C2 VIIIa	11	89	4	7	16,9	37,2	46	0,85	56,68	6,796	2,463	-0,45	0,869
C2 IX	0	100	0	0	4,89	49,6	45,51	0,78	62,5	7,259	1,82	-0,36	0,739

Tabla 8.6b. Datos texturales y sedimentológicos de las muestras estudiadas

8.5. DISCUSIÓN

8.5.1. Significación de los sedimentos de abanico aluvial y eólicos en el medio objeto de estudio

El yacimiento de la Illeta dels Banyets se ubica en un medio sedimentario de rasgos claramente continentales durante el periodo estudiado entre el inicio del Holoceno superior y el 3 ka cal BP, ya que se trata del extremo distal de un abanico aluvial, aunque no podemos desdeñar la influencia del litoral y sus procesos, dada inmediatez de la línea de costa.

A partir de la adscripción arqueológica de los niveles de los distintos perfiles estudiados hemos podido establecer una secuencia cronoestratigráfica en la que los procesos aluviales y fluviales son muy relevantes y los procesos eólicos tienen cierta importancia. Dos aspectos sobre cuyo significado reflexionaremos en primer lugar.

La interpretación ambiental de los rasgos sedimentarios en un medio fluvial exige una especial precaución, ya que los cambios en la dinámica y en las facies deposicionales predominantes no tiene por qué tener una relación causal directa con un cambio en las condiciones hidrológicas y climáticas.

En particular, un abanico aluvial es un medio sedimentario fluvial en cuya génesis y evolución participan tanto factores tectónicos, como hidráulicos y climáticos (Bull, 1997). Estos últimos han sido de gran importancia a pequeña escala cronológica a lo largo del Cuaternario más reciente y han determinado el comportamiento del sistema sedimentario.

A pesar de la complejidad de las relaciones de la dinámica de los sistemas aluviales y fluviales con el clima (Dorn, 1994) y la influencia en los procesos de acreción de abanicos de factores que tienen que ver con la dinámica de los sistemas (Coulthard *et al.*, 2002), existe la convención de que es en los climas áridos y semiáridos en los que los procesos de agradación son más intensos (Butzer, 1964). En el sureste de la península Ibérica la máxima producción de sedimentos se dio en un contexto climático árido a lo largo de los periodos glaciares pleistocenos (Harvey, 1990), en los que la cubierta vegetal en la cuenca de drenaje se redujo considerablemente y se produjeron eventos de carácter tormentoso de gran capacidad de erosión y transporte. Los interglaciares supusieron estabilidad en la superficie del abanico, la disección de cauces, el predominio de flujos concentrados y confinados, y la formación de costras calcáreas.

En la actual fase interglaciar se produce la disección de los depósitos del Würm, con puntuales procesos de agradación asociados a la acción humana sobre la cubierta vegetal, a través de la deforestación, que provocaría inundaciones intensas y violentas al reducirse la capacidad de infiltración de los suelos y al aumentar de la velocidad de respuesta de la red de drenaje a las precipitaciones de elevada intensidad (Vita Finzi, 1972; Thornes y Gilman, 1983; Pons y Quezel, 1985; van Andel *et al.*, 1990; Carmona, 1990; Brown, 1997).

Con todo, Harvey (1990) propone que los factores climáticos siguen siendo determinantes. Al estudiar los abanicos del litoral mediterráneo español observó que la relativa importancia de la agradación sobre la incisión actual en los abanicos del sureste

(Murcia y Almería), en contraste con otros más septentrionales, se debe a la marcada aridez de su clima local.

Desde el punto de vista de la dinámica sedimentaria, los abanicos aluviales tienen un funcionamiento espasmódico con prolongados periodos de inactividad, interrumpidos por eventos singulares que juegan un papel muy significativo en la configuración del medio, a través de la movilización de sedimentos dentro del sistema (Dorn, 1994; Garzón Heydt *et al.*, 2009); en particular depósitos de coladas y flujos torrenciales hiperconcentrados depositados durante breves tormentas.

Las coladas de fango (*mud flows*) son sedimentos característicos de los abanicos aluviales (Wells y Harvey, 1987; Gómez Villar, 1996), en particular de regiones áridas y semiáridas (Harvey, 1984). Están vinculadas genéticamente a las coladas de gruesos (*debris flows*), más propias de sectores proximales (Crandell, 1971). Se trata de lo que denominamos flujos hiperconcentrados, por la presencia de grandes cantidades de partículas de sedimentos (Wan y Wang, 1994), que han sido interpretados como resultado de procesos de deterioro climático, incluso en fases recientes del Holoceno superior (Ballantyne y Whittington, 1999). Sus características dependen de la concentración de sedimentos, de la distribución granulométrica y del contenido de arcillas. No poseen estructura interna y conforman unidades individuales depositadas por un único evento, aunque incluyen fracción gruesa con disposición horizontal y alineada (Fisher, 1971).

Dado que el yacimiento de la Illeta se haya situado en un ámbito marginal del abanico aluvial del Barranc de l'Amerador (aunque ya se ha señalado que un paleocauce no incidido conecta el cauce principal con la vaguada y playa de l'Almadrava, Fig. 8.4), la formación de depósitos sedimentarios en facies típicas de abanico en este medio debe ser interpretada como resultado del tipo de cambios ambientales arriba descrito. Así podemos proponer que las formaciones sedimentarias documentadas en los trabajos realizados en el yacimiento se asocian en gran medida a la dinámica de degradación de la cubierta vegetal en la cuenca de drenaje, ya sea por un retroceso forzado de esta por la actividad humana, ya sea por un incremento de la aridez ambiental.

Por otro lado hemos podido identificar en nuestro estudio sedimentos con concentraciones muy relevantes de limos, en torno a los tamaños que van de 4,5 a 6,5 phi, que han sido descritos como sedimentos eólicos. En otras ocasiones esta relación está en discusión, aunque consideramos que sus rasgos responden a la mezcla de diversos componentes sedimentarios sin poner en cuestión la participación del viento en su formación. Estos sedimentos se asociarían en un principio a condiciones ambientales áridas que favorecen la pérdida de la cubierta vegetal y la acción del viento. Ahora bien, en el litoral las brisas terrales y marinas son recurrentes, y en el contexto de un asentamiento humano, la falta de vegetación en el entorno inmediato, no tendría por qué estar en relación directa con la aridez, sino con la elevada intensidad de las actividades humanas. Esta posibilidad debe ser contemplada en la interpretación de estos sedimentos, en particular de los descritos como asociados a una fase de ocupación tan intensa como la del Bronce Antiguo y Pleno.

8.5.2. Correlación de las secuencias estratigráficas estudiadas

Una vez presentados los principales factores geomorfológicos que influyen en la dinámica sedimentaria de la Illeta, pasamos a la discusión del significado de la secuencia de procesos derivada de la correlación cronoestratigráfica de los perfiles estudiados (Tabla 8.1 y 8.7).

El nivel I de la Plataforma Oriental es estéril culturalmente y debe corresponder a una fase sedimentaria muy anterior a la primera ocupación. En nuestra interpretación lo desvinculamos de los procesos sedimentarios holocenos, a pesar de estar emparentado con los niveles superiores de su perfil, y pudiera ser incluso un testigo residual del Pleistoceno, dados sus rasgos sedimentológicos y su posición estratigráfica, rellenando una diaclasa. Muestra ser resultado de procesos complejos, arroyadas, lavado de finos, etc., entre los que se incluyen los eólicos, como pudimos confirmar aplicando el diagrama Doormal según González et al. (1983). Se trata de un posible loess árido, como los descritos en el perfil de Torre Vigia (Rosselló, 1999).

Las unidades sedimentarias basales, los niveles I del Testigo A y del Testigo Occidental conforman con mayores garantías los depósitos previos a la ocupación calcolítica. Por sus rasgos parecen proceder de procesos sedimentarios aluviales en sectores distales de un abanico. El nivel I del Testigo A tiene características texturales de mala clasificación, pronunciada platocurtosis y asimetría negativa que pueden asociarse a una colada o sedimento mixto (Scott, 1971; Bjorlykke, 2010, 39), aunque este tipo de depósitos sin fracción gruesa suelen tener asimetrías positivas o, mejor, rasgos simétricos. La presencia de restos de costras calcáreas indica que este proceso sedimentario supuso la erosión de la propia costra y que no había ningún depósito previo sobre esta. El sedimento está ligeramente edafizado como resultado de procesos pre o postdeposicionales.

La unidad I de Testigo Occidental coincide en color y porcentajes de materia orgánica y carbonatos, lo que revela que los procesos edáficos se habrían producido *in situ*, y que a su vez señalaría hacia la existencia de unas condiciones ambientales moderadamente favorables al desarrollo de la cubierta vegetal. La distribución textural muestra en cambio un sutil incremento de la energía del medio de transporte.

Esta última tendencia se confirma con los rasgos de los niveles sucesivos, los niveles II en Testigo A y Testigo Occidental, en los que se mantiene el progresivo incremento de la selección y energía del medio sedimentario, al tiempo que se observa una reducción del orden del 30% de la materia orgánica y un ligero aumento de los carbonatos. Lo que vendría a indicar un retroceso de las condiciones de biostasia.

Este pequeño conjunto de sedimentos, anteriores todos ellos al 5 ka cal BP, pueden ser considerados entre coladas y sedimentos mixtos. Hemos visto que las coladas de fango son formaciones sedimentarias características de los abanicos aluviales. Podrían estar en relación con eventos morfogenéticos singulares que exigen la existencia de precipitaciones de elevada intensidad sobre formaciones sedimentarias no estabilizadas (Beatty, 1990). Los sedimentos mixtos fluviales, con un aumento de la fluidez y de la capacidad selectiva, serían el resultado de flujos poco selectivos, posibles arroyadas muy difusas o en manto. Estas se producen en sectores medios y distales de los abanicos sin que sea necesaria una relación directa con el cauce. La disminución en la velocidad y

somerización de los flujos de inundación, asociada a la pérdida de pendiente en las partes bajas, dan lugar a su deposición. Poseen una interpretación paleohidrológica similar a las coladas, pero en este caso es muy relevante desde el punto de vista interpretativo la reducción de los porcentajes de materia orgánica, que sería expresión de una evolución hacia la aridificación ambiental.

Las unidades estratigráficas 4106, 4090, 4089 y 4088 del perfil del Testigo A forman parte de estructuras de hábitat calcolítico: un pavimento y restos de derrumbe de cubiertas y paredes. Se trata del primer asentamiento humano documentado en la Illeta en torno al 3270-3020 a.C., por lo que es posible afirmar que los procesos de cambio ambiental hacia una mayor aridez se habrían iniciado antes del 5,0 ka cal BP.

La abundancia de barro termoalterado en estas unidades parece confirmar que los alzados eran preferentemente de barro y que su destrucción estuvo asociada a un incendio. La presencia de gasterópodos marinos en la U.E. 4090, posiblemente consumidos, no viene a aportar datos significativos desde el punto de vista paleoambiental, dado que ya es conocida la proximidad de la costa rocosa al yacimiento, pero pudiera ser relevante para explicar las funciones del asentamiento litoral.

El nivel III del Perfil Testigo Occidental, un sedimento con restos transportados de la fase de ocupación calcolítica, y el nivel III del Testigo A, que sella los derrumbes de la Cabaña 3, poseen también rasgos de colada o sedimento transicional, en el primer caso con abundantes derrubios. Su porcentaje de materia orgánica es similar al de los niveles inmediatamente anteriores a la ocupación, lo que pudiera indicar que se mantienen las condiciones ambientales que caracterizan esta fase.

En el Testigo A la secuencia sigue con los niveles IV, V y VI, que conforman un conjunto de depósitos sedimentarios naturales de diferente color, potencia y significación, anteriores al 4,0 ka cal BP. Se trata de dos finos depósitos de arroyadas separados por una colada margosa. La primera arroyada, con asimetría positiva, responde a un depósito fluvial en el que hay una parte de material en suspensión junto con la fracción en suspensión que se deposita como resultado de la reducción de la turbulencia de la corriente (Opreanu *et al.*, 2007). La unidad subsiguiente tiene rasgos de un flujo, con una curva granulométrica cóncava ascendente, que representa una sola población hidrodinámica, que es consistente con un flujo laminar de colada (Baas, 2005). La última posee de nuevo rasgos de arroyada, aunque dada la geometría y las reducidas dimensiones del Testigo A, pudiera ser el resultado de un depósito antrópico asociado a la siguiente fase de ocupación.

En este conjunto de sedimentos formado entre el Calcolítico y la Edad del Bronce los porcentajes de materia orgánica vuelven a descender significativamente, entre el 15% y el 55%, con valores que se sitúan muy por debajo del 1%; al tiempo que se produce un nuevo incremento del porcentaje de carbonatos, muy relevante en la muestra superior. Ello respondería a un incremento de la degradación ambiental tras la fase calcolítica.

Los niveles subsiguientes del Testigo A son de ocupación del Bronce Antiguo y Pleno, con dataciones que van *grosso modo* del 2200 al 1600 a.C. En este contexto se depositó un variado conjunto de unidades sedimentarias, algunas de ellas naturales, que mostrarían

el mantenimiento de los procesos sedimentarios y un sutil cambio ambiental en relación con la presencia de sedimentos eólicos.

Las unidades estratigráficas 4082, 4081, 4078/96 y 4080 del Testigo A son de origen humano; siendo la última un sedimento que emparenta con las coladas y arroyadas de los niveles V y VI, pero con rasgos reductores, encharcamiento, tal vez en relación con la Conducción 1 de agua a la que se asocia.

A una primera fase del Bronce Antiguo y Pleno se adscribe un conjunto de muestras que aún formando parte de estructuras arqueológicas, pudieran presentar rasgos sedimentarios de significado paleoambiental. Así, dos de las muestras que forman parte de la Cisterna 1 poseen rasgos de retoque eólico (muestra B y el nivel I de la Cisterna 1) y un depósito documentado entre pavimentos de la Cabaña 4 emparenta con un posible *debris flow* (nivel VII del Testigo A).

Al respecto de este último depósito, ya comentamos que las coladas de derrubios son características de los abanicos semiáridos, tanto, que representan uno de los principales criterios para reconocer este tipo de ambientes, aunque son poco probables en el sector distal del abanico (Ori, 1982; Blair y McPherson, 1994). Se vinculan con mayor claridad que las coladas de barro a eventos de lluvia estacional de elevada intensidad y cambios en el régimen fluvial (Lustig, 1965). Con todo, cabe aquí recordar que el reducido grosor del depósito y su posición estratigráfica pone en cuestión su origen natural, ya que podría responder a un aporte antrópico a partir de un sedimento natural.

Este sedimento de discutida significación coincide *grosso modo* en el tiempo con la formación del nivel I de la Conducción 1, un relleno de arroyada moderadamente concentrada que constituye la base de la secuencia de relleno de la conducción. Aunque de nuevo, al ser el resultado de un flujo de agua, precisamente para lo que está construida la estructura, su formación pudiera no ser relevante desde el punto de vista ambiental. Con todo, de ser expresión de las condiciones ambientales vigentes, habría que hablar de un mantenimiento de los procesos sedimentarios y periodos de inundaciones en el contexto de la ocupación de esta primera fase de la Edad del Bronce.

En el Testigo A sobre el nivel VII se extiende un conjunto de unidades estratigráficas laminares, 4077 (datada entre el 2210 y el 1970 a.C.), 4076 y 4074, por orden de deposición. Estos niveles, ricos en carbones, son pavimentos de la Edad del Bronce que reutilizan restos de hogares en el contexto de la Cabaña 4 o vertidos de detritus inmediatos al hábitat. De igual modo, los niveles II, III y IVa en la Plataforma Oriental (datado el primero entre el 2040 y el 1880 a.C.) se asocian a acumulaciones forzadas de restos de elementos constructivos muy quemados. Todos ellos con abundante materia orgánica y rasgos sedimentológicos alterados por un importante lavado de las fracciones finas, en relación, pensamos, con su posición estratigráfica, colgada respecto a la línea de costa, que permite la percolación del agua y la iluviación de arcillas.

El nivel IVa del Testigo Occidental completa esta sucesión de niveles con restos de evidencias de ocupación del Bronce Antiguo y Pleno. En él se han descrito bandas de cenizas, margas y restos de madera carbonizada que revelarían la existencia de estructuras de esta época afectados por el fuego.

En un contexto avanzado de la Edad del Bronce encontramos un nuevo conjunto de niveles con rasgos naturales. El relleno nivel II de la Conducción 1 es el resultado de procesos de decantación asociados a flujos no muy organizados, en parte coladas, que están en relación con la amortización de la estructura en torno al 1800 a.C.¹⁹ Las eolicaciones documentadas en el relleno final de esta estructura, nivel III de la Conducción 1, serían posteriores. Sus características, la elevada clasificación en fracción limosa, lo vinculan con formaciones del tipo loess árido, frecuentemente documentadas en el territorio alicantino (Dumas, 1979) y sedimentos *loess-like* que se han descrito como asociados a fases áridas y con la falta de cubierta vegetal en otros ámbitos (Pan, 2014). El elevado porcentaje de materia orgánica pudiera ser el resultado de las actividades humanas. Finalmente el nivel IVd/V de la Plataforma Oriental, incluso la unidad infrayacente IVc, en alguno de sus rasgos, son el resultado de arroyadas fluviales con energía moderadamente elevada y un moderado retoque eólico. Se habrían depositado hacia el final del Bronce Pleno en condiciones naturales, con porcentajes de materia orgánica y carbonatos son similares a los obtenidos en sedimentos previos al Bronce. Este conjunto de niveles parece indicar una continuidad en los procesos sedimentarios y en las condiciones ambientales descritas para antes de la Edad del Bronce.

En el Testigo A encontramos con una datación del final de la Edad del Bronce Pleno el nivel VIII, que tiene la particularidad de incluir en la muestra analizada elementos de origen marino en un porcentaje relevante. Ello unido a la propuesta por parte del Dr. Simón (1986) de que algún nivel de gravas y cantos de este testigo pudiera tener su origen en un tsunami, hizo que se le prestara especial atención. Aunque de entrada se descartó que fueran evidencia de un evento sísmico, se contempló la posibilidad de que se tratara de un depósito excepcional asociado a otro proceso sedimentario litoral.²⁰ Pero una vez analizado fue posible asegurar que esta singularidad se da sólo en la muestra analizada y no en el conjunto del nivel, donde la presencia de cantos marinos es baja. Se trataría pues de un depósito de características similares a las descritas para el nivel VII del Testigo A, anterior, el nivel VI de la Plataforma Oriental, que es contemporáneo, y nivel V de Cisterna A, del Bronce Tardío, con un relevante aporte antrópico en forma de carbones, huesos y cantos marinos, que de nuevo pone en cuestión, incluso con más fuerza, su significado paleoambiental. En este caso se trata sin duda de parte de una

¹⁹ Resultado de la construcción del enterramiento 3.

²⁰ La singularidad del nivel VIII del Testigo A, la U.E. 4075, nos llevó a interesarnos por sus posibles vínculos con un depósito forzado litoral, un depósito singular de playa alta, preservado por hallarse por encima del nivel del mar más frecuente. Efectivamente este tipo de sedimentos se producen por efecto de grandes temporales (*Washover Storm Deposits*), que poseen estructura y geometría más ordenada que los depósitos de tsunami, con estratigrafías *foreset* o planares (Tuttle *et al.*, 2004). Con frecuencia estos eventos o series de eventos son capaces de transportar y depositar cantos rodados muy por encima del nivel del mar (Paris *et al.*, 2011), aunque existen otros fenómenos climáticos que pueden dar lugar a olas excepcionales asociados a ondas de gravedad o convección, es el caso del *rissaga* menorquín, que producen efectos parecidos a los tsunamis (Montserrat *et al.*, 2004).

Depósitos de estas características se han documentado en distintos sectores de la costa, tales como Denia y Santa Pola, con dataciones del siglo III-V d.C. (Ferrer García, 2005), Guardamar, con datación del 750 a.C. (Ferrer García, 2010), Cala de Calabarda del sur de Alicante, sin datación (Gozálvez Pérez, 1985), y muy especialmente, el nivel documentado a los pies del Cap de l'Aljub en Santa Pola, con una datación situada en torno al 3290 BP, 1588 ± 110 cal a.C. (Goy *et al.*, 1993), ya que sería contemporáneo al que es objeto de nuestra atención. Todos ellos marcan niveles marinos altos asociados a eventos litorales singulares, posiblemente originados por grandes temporales.

estructura arqueológica. Descartamos pues de manera taxativa la existencia de evidencia alguna de procesos erosivos y sedimentarios marinos en esta época en el registro de la Illeta.

El nivel IV del Testigo Occidental tiene rasgos de una colada que sella derrumbes de la Edad del Bronce. Posiblemente su deposición se produjera tras el abandono del asentamiento. La reducción de la materia orgánica es coherente con un modelo de progresiva degradación del medio.

El nivel IX del Testigo A y el nivel V del Testigo Occidental constituyen un conjunto sedimentario natural unitario datado en torno al 3,6/3,5 ka cal BP.²¹ Se trata de sendos depósitos fluviales depositados en condiciones de elevada energía. Sedimentos de fracción gruesa imbricada con geometría planar, que se asocia a barras longitudinales y laterales y fondos de canal en el contexto del abanico aluvial (Carmona, 1990, 83; DeCeller, *et al.*, 1991). Se habrían depositado en forma de lóbulos en el abanico, o motas o diques en los márgenes de canales efímeros, típicos de condiciones ambientales con lluvias intensas de corta duración, pendientes escarpadas en cuencas poco vegetadas y un medio propicio para aprovisionar de materiales clásticos suficientes. Ambos niveles constituirían una unidad en coincidencia con los rasgos característicos de estos depósitos, que suelen ser monoepisódicos. Se corresponderían pues con una única descarga, muy importante y efímera, asociada a una tormenta (*Flash Flood*). Con todo, la presencia de una pasada de carbones y cenizas en el nivel IX del Testigo A complica su interpretación, y nos hace plantearnos que el proceso fuera más complejo, con al menos dos fases.

El nivel X del Testigo A muestra rasgos muy similares, aunque sin apenas fracción fina distinta a las cenizas y carbones aportados por su uso como hogar en el Bronce Tardío. La ausencia de limos y arcillas abre la posibilidad de que se trate de un depósito de tamiz (*Sieve Deposit*)²² que pondría en relación este nivel con el inferior.

Parece que este conjunto de unidades y niveles son parte de un mismo depósito sedimentario, formado como resultado de un evento fluvial singular, de muy elevada energía en el abanico y de gran significación paleoambiental.

Con este depósito acaba la presencia de sedimentos de abanico en la Illeta. A partir de ese momento los procesos litorales, básicamente erosivos, pasan a ser los predominantes. Con todo, la secuencia sedimentaria posterior, en la fase de ocupación del Bronce Tardío y la de posterior abandono, se documentó en los niveles VII y VIII de la Plataforma Oriental, aunque con rasgos antropogénicos, en relación con derrumbes del Bronce Pleno y en el relleno de la Cisterna 2, en la que se distinguen algunos procesos sedimentarios naturales en su amortización.

²¹ Llobregat (1986) indicó que un depósito de gravas, que nosotros ponemos en relación con esta formación, cubría totalmente la Cisterna 1, cuya datación más reciente se sitúa en torno al 3,62 - 3,44 ka cal BP (dos sigmas) y al 3,67 - 3,47 ka cal BP. (un sigma) y como vimos en la estratigrafía, está sellado por niveles del Bronce Tardío, a partir de poco después del 3,5 ka cal BP.

²² Cuando el material superficial del abanico es suficientemente grueso y permeable el flujo puede infiltrarse. La fracción gruesa se deposita cuando el flujo hídrico pierde energía en forma de un lóbulo o barra. El agua pasa a través de ella con la fracción más fina en suspensión infiltrándose hacia niveles inferiores tanto en el perfil como en la cuenca.

La unidad sedimentaria basal, el nivel IX de la Cisterna 2 parece formar parte de la estructura o ser un depósito formado en uso del Bronce Antiguo y Pleno. El siguiente nivel VIIIb estaría en relación con mayor seguridad con el primer relleno de amortización tras el abandono de la cisterna en esa época y el Bronce Tardío. En cambio el nivel VIIIa sería el resultado del uso o de los primeros niveles de amortización natural de la estructura en el Bronce Tardío.²³

Los rellenos subsiguientes, forzados y con abundante materia gruesa, son de amortización de la estructura por parte de las comunidades humanas del Bronce Tardío, una vez abandonada la cisterna, que pasa a ser utilizada como vertedero. Los procesos sedimentarios naturales se documentan en los niveles IVa, IVb, III y II, ya tras el Bronce Tardío. Los primeros muestran la presencia de limos que pudieran ser el resultado de la influencia de la acción del viento en las coladas que le dieron origen, y una relativa pobreza en materia orgánica. Lo que nos sitúa en unas condiciones ambientales con relativa aridez, al menos estacional, en un periodo indeterminado posterior al 3,5 ka cal BP. Contrastan con los depositados en los niveles III y II, sedimentos en forma de coladas y flujos hídricos, con moderada presencia de materia orgánica y ausencia de retoque eólico, que nos situaría en una fase de condiciones ambientales algo más húmedas. Los rasgos que caracterizan el nivel de relleno ibérico estudiado (nivel Ic), que vuelve a presentar posibles eolizaciones y menor materia orgánica, vendrían a indicar un empeoramiento en las condiciones ambientales.

²³ El sedimento que forma el nivel VIIIa de la Cisterna 2 es muy parecido al sedimento del nivel I, primer relleno de la Conduccion 1, que, recordemos, serviría para aportar agua a estas estructuras.

	TESTIGO A (TA)	CONDUCCIÓN 1 (CO)	CISTERNA 1 (C1)	PLATAFORMA OR. (PO)	TESTIGO OCCIDENTAL (TO)	CISTERNA 2 (C2)
IBÉRICO	300 a.C.?			NIVEL IX Rellenos	NIVEL VI Matriz estructura	NIVEL I Eolizaciones?
	800 a.C?					NIVELES II y III Arroyadas
	1300 a.C.					NIVEL IVa y b Eolizaciones y coladas Vertedero ? Cantos marinos y VII NIVEL V, VI NIVEL VIIIa Uso o final de uso
BRONCE TARDIO	1600 a.C.			NIVEL VII Derrumbes / Rellenos	NIVEL V Carga de Fondo	
						?
EDAD DEL BRONCE ANTIGUO Y PLENO						
CALCOLÍTICO						

Fases de ocupación de la Illeta
 Fases de no ocupación
 Fases con procesos naturales

Tabla 8.7. Propuesta interpretativa de la secuencia cronoestratigráfica

8.6. PROPUESTA INTERPRETATIVA

8.6.1 La secuencia sedimentaria de la Illeta dels Banyets

Los trabajos geoarqueológicos realizados en las campañas de excavación y consolidación del yacimiento permitieron dar respuesta a cuestiones y aspectos hasta entonces no bien conocidos, tales como el contexto geomorfológico en el que desarrollan los poblados su actividad. Destaca la constatación del vínculo de la secuencia sedimentaria de la Illeta con un abanico aluvial, algo propuesto ya por otros autores (Rosselló, 1999), y lo que es más relevante, la no correspondencia entre fases de inundación y fases de abandono, hipótesis que se había propuesto desde una aproximación catastrofista para los sucesivos momentos de ocupación (Llobregat, 1997; Simón, 1997), desvinculando así los procesos culturales de la dinámica natural.²⁴

Se inicia la serie estudiada con un sedimento estéril en la Plataforma Oriental preservado en una pequeña cubeta sobre la costra calcárea pleistocena y que pudiera haberse depositado en un periodo seco del final del Pleistoceno. Se trata de un testigo de formaciones sedimentarias desaparecidas en la Illeta, pero que se han preservado en el continente.

La secuencia estratigráfica continúa con un depósito aluvial algo edafizado que se sitúa directamente sobre la costra calcárea pleistocena. Tampoco incluye restos antrópicos y posee una posición estratigráfica que nos indica que debe ser considerado como sustrato holoceno del asentamiento. Entre ambos elementos, la costra y el depósito holoceno, es obvio, se ha producido un amplio y complejo hiato sedimentario que afecta a sedimentos tales como el retazo documentado en la base de la Plataforma Oriental. La primera es una formación litoquímica que sella una formación sedimentaria aluvial de abanico litoral en interacción con el medio marino, que se construyó en el anterior interglaciar, aproximadamente hace unos 80 ka años. La segunda fue generada en los inicios del Holoceno superior en un ambiente similar pero menos potente y menos competente. La presencia de restos de costra señala que se depositó de forma erosiva y que cuando lo hizo no existía otro sedimento entre ambos. Ello es indicativo de fases previas erosivas, que ponemos en relación con la remoción derivada del ascenso del nivel marino holoceno; proceso que culminaría en torno al 6,5 ka cal BP (Zazo *et al.*, 1994 y 2008).

La unidad sedimentaria basal edafizada pertenece a un ambiente de llano de inundación en el abanico que podemos vincular a una fase de moderada biostasia anterior al 5 ka cal BP, lo que nos sitúa al final del Holoceno medio, en el que las condiciones ambientales habrían favorecido el desarrollo de formaciones edáficas en las cuencas (Ferrer García, 2011; Tallón-Armada *et al.*, 2014) y el encajamiento de los cauces en el contexto del abanico. Al tiempo, la estabilización o retroceso del nivel marino habría permitido su progradación sobre el litoral.

Los depósitos subsiguientes, previos a la ocupación de en torno al 5 ka cal BP, aun siendo similares, poseen rasgos en su materia orgánica que nos llevan a proponer un sutil cambio hacia condiciones ambientales menos favorables (Fig. 8.46). Los sedimentos siguen

²⁴ Respecto a las relaciones entre fases de abandono y procesos sedimentarios naturales ver el apartado 8.7.1.

siendo coladas y arroyadas que responden a eventos de precipitación de elevada intensidad.

El conjunto de unidades de ocupación calcolítica de la Cabaña 3 revela claros signos de incendio en los elementos constructivos recuperados. Es de destacar el predominio de materiales de fracción fina, en relación con una posible arquitectura del barro. A esta fase de ocupación sigue un sedimento de rasgos idénticos a los documentados con anterioridad al Calcolítico, depositado una vez producida la destrucción del asentamiento. Ello parece responder a una cierta continuidad en las características ambientales, en las que la presión humana no parece influir.

Sigue la serie estratigráfica con una serie de unidades depositadas después del 5 ka cal BP de rasgos texturales similares a los descritos. Presentan la particularidad de tener unos porcentajes de materia orgánica significativamente más bajos, que vendría a indicar que se reanuda la tendencia hacia un incremento gradual de la aridez. Se trata de al menos tres fases sucesivas de arroyadas y coladas, aunque la mayor parte del conjunto es el resultado de un solo evento. A lo largo de casi 1000 años estas son las únicas evidencias de procesos sedimentarios. Ello se debe a que la discontinuidad en los procesos aluviales en los abanicos de clima semiárido es un rasgo característico (Gómez Villar, 1996; Garzón Heydt *et al.*, 2009) y a que la Illeta se halla en un sector marginal del abanico, donde sólo se producen cambios como resultado de eventos singulares de gran significación geomorfológica y tal vez ambiental.

En torno al 4 ka cal BP en sentido amplio, se inició la segunda fase arqueológica, que se extendería entre el 2200 y el 1600 a.C. Durante la Edad del Bronce Antiguo y Pleno se documenta una intensa y continuada ocupación de la Illeta, que incluye estructuras asociadas con el almacenamiento del agua (cisternas y conducciones), tumbas y espacios de hábitat. A pesar de ello, este prolongado periodo posee una secuencia estratigráfica muy incompleta de pavimentos y vertederos con restos de derrumbes, que nos permiten presuponer diversas fases en el asentamiento. Integrados en estas secuencias hemos documentado procesos de sedimentación natural, aluvial y eólica,²⁵ así como bajos porcentajes de materia orgánica en algunos sedimentos no alterados antrópicamente. Ello indica una intensificación de la estacionalidad a través de una más marcada aridez estival y nos permite afirmar que la activa dinámica sedimentaria del abanico no parece ser un factor determinante en el desarrollo de la historia del poblado de la Edad del Bronce. Con todo, la interpretación de las eolizaciones debería ser matizada, dado el intenso uso del territorio inmediato en el Bronce Antiguo y Pleno y la inmediatez del litoral. De no tener significación paleoambiental, sí que revelarían, al menos, una muy intensa ocupación del territorio de la sociedad argáica.

Con posterioridad a la ocupación del Bronce Pleno y antes del inicio del poblamiento del Bronce Tardío, datado en torno al 1550-1500 a.C. (3,6/3,55 ka cal BP), se documenta un

²⁵ Son aluviales el nivel VII del Testigo A y el nivel IVd/V de la Plataforma Oriental, que además tiene una posible componente eólica. El nivel VIII de Testigo A en cambio es antrópico. Son eólicos el nivel III de la Conducción 1 y el nivel I de Cisterna 1 entre otros.

sedimento aluvial depositado en condiciones de elevada energía y gran significación geomorfológica y paleoambiental.

Para la evolución del medio tras la Edad del Bronce, a partir del 1300 a.C., son particularmente interesantes los rasgos documentados en el relleno de la Cisterna 2, posteriores al Bronce Tardío, que mostrarían la existencia de los procesos eólicos durante un periodo de abandono. Rasgos menos áridos se iniciarían con posterioridad, inmediatamente antes de la ocupación ibérica, es decir, al final de la primera mitad del I milenio a.C. Con todo, estas afirmaciones deben verse matizadas por el hecho de que se documentan en un relleno de cubeta, y que posiblemente el depósito se vio condicionado en su génesis más por los rasgos topográficos que por la dinámica ambiental.

Las actuales condiciones ambientales, la falta de aportes sedimentarios y el predominio de los procesos erosivos, debe asociarse al encajamiento de la red fluvial posterior a la Edad del Bronce y a la activa erosión marina, que exige un reajuste del nivel de base, aislando el promontorio de los procesos sedimentarios.

8.6.2. La significación paleoambiental de los procesos documentados

La secuencia estratigráfica de la Illeta procede de un medio fluvial activo durante la primera mitad del Holoceno superior y puede ser interpretada desde un punto de vista paleoambiental y paleoclimática (Tabla 8.7).

La activación de los procesos morfogenéticos, la dinámica de agradación en el abanico aluvial y el progresivo incremento de su energía son los rasgos dominantes en las primeras fases del Holoceno superior. En el sector distal este conjunto de procesos parece ser el resultado de un aumento en el suministro de sedimentos en relación con el umbral de la potencia crítica de la corriente. En este sentido podríamos proponer un aumento las corrientes o flujos superficiales. No tanto por un aumento del agua disponible, como por un aumento de la escorrentía, en relación con una mayor importancia de las precipitaciones de elevada intensidad y con la reducción de la cubierta vegetal en la cuenca, que facilitaría una respuesta más rápida y efectiva de los sistemas de drenaje fluvial frente a las precipitaciones. Este modelo es coherente con lo propuesto por otros trabajos, tanto desde la palinología (Jalut *et al.*, 2009; Pérez-Obiol *et al.*, 2011), en los que se propone un incremento de las condiciones de aridez estacional desde el 5,5 ka cal BP, como desde la morfoestratigrafía en medios aluviales, que para las Bardenas Reales proponen un periodo de elevada inestabilidad geomorfológica entre el 5,9 y el 3,3 ka cal BP (Sancho *et al.*, 2008), y los medios fluviales en general, para los que Thorndycraft y Benito (2006) proponen dos fases de activación de los sistemas entre el 5,8 y el 4,8 ka cal BP y el 3,8 y el 3 ka cal BP. En el relativamente próximo abanico de Librilla se documentó el incremento de la actividad morfogenética en el Calcolítico, tras un periodo de biostasia, en relación con cambios climáticos y el incremento de la presión humana (Calmel-Avila, 2000).

A pesar de no poder confirmar la significación paleoambiental de la eolicaciones, la presencia de estos sedimentos eólicos en paralelo al aumento de la energía de las inundaciones, es coherente con una intensificación de la aridez de la estacional, especialmente a partir del Bronce Pleno, en concordancia con el modelo polínico europeo tradicional, que plantea la existencia de unas condiciones ambientales mediterráneas con

una marcada tendencia a la aridez para el Subboreal. Se han documentado sedimentos similares en los yacimientos de la Edad del Bronce de Tabaià (Ferrer García *et al.*, 1993) y Cabezo Redondo (Fumanal García *et al.*, 1995). Carrión *et al.* (2007) propusieron que el colapso de la sociedad argárica en el sureste estuvo determinado por la sobreexplotación de un medio singularmente semiárido ya en aquella época. En este sentido la interpretación no climática de las eolizaciones del Bronce reforzaría esta hipótesis, que presenta a la argárica como una sociedad de gran impacto sobre el medio. En el abanico de Librilla se activan los procesos morfogenéticos en un contexto más húmedo desde el Bronce Medio, en relación con factores tectónicos y con la presión humana (Calmel-Avila, 2000).

En torno al 3,6-3,55 ka cal BP se produce en la Illeta un evento sedimentario singular. El progresivo deterioro de las condiciones ambientales habría alcanzado su culmen en esta fase, dando origen a este depósito o conjunto de depósitos.

Por otro lado, nada nos induce a pensar en una discontinuidad en la ocupación del territorio entre el Bronce Pleno y este momento, de modo que tampoco descartamos la influencia humana en su génesis, dados los cambios acaecidos a partir del 1600 a.C. en la zona alicantina, que dieron lugar a un control más riguroso del territorio y posiblemente a una mayor presión sobre el medio (Jover Mestre y López Padilla, 2004).

Con todo, este depósito parece responder más a un evento que a una tendencia, aunque apenas existen evidencias de eventos áridos singulares con dataciones similares en medios fluviales u otros medios sedimentarios.²⁶ Curiosamente la erupción del Thera, *grosso modo* entre el 3,58 y el 3,45 ka cal BP (Manning *et al.*, 2006), pudiera ser contemporánea. Existe la posibilidad de que este fenómeno geológico tuviera un impacto climático, ya que una modificación en la circulación atmosférica después de la erupción podría haber impulsado un cambio en el régimen térmico y de precipitaciones, algo documentado en casos históricos (Manning y Sewell, 2002). Esta es al menos la propuesta para los cambios climáticos producidos en Egipto en la época (Ritner y Moller, 2014). Con todo, son escasas las evidencias de este tipo en el registro geológico (Rampino y Self, 1982) y es poco probable, dadas las características de la circulación atmosférica general, que Thera produjera cambios relevantes en el Mediterráneo occidental, salvo cambios globales en la temperatura (Haywood *et al.*, 2014). Queda pues abierta la interpretación final de este fenómeno, que en todo caso tendemos a interpretar como vinculado con un evento climático o ambiental.

Tras el Bronce Tardío se habrían instalado las condiciones ambientales que caracterizan hoy a la Illeta: la falta de aportes sedimentarios y el predominio de los procesos erosivos, que en gran medida deben asociarse al encajamiento de la red fluvial y a la activa erosión marina a partir del 3 ka cal BP (Ferrer García y Blázquez Morilla, 2011, entre otros).

Los rasgos documentados en la amortización de la Cisterna 2 muestran la presencia de procesos eólicos durante un periodo de abandono posterior al Bronce Tardío, que

²⁶ Se ha propuesto un RCC entre el 3,5 y 2,5 ka cal BP (Mayewski *et al.*, 2004; Wanner *et al.*, 2011) y un evento árido a partir del polen en el Mediterráneo occidental entre el 3,77 y el 3,14 (Comburieu Nebout, 2009), entre el 4,1 y el 3,4 ka cal BP (Bellin *et al.*, 2013) o entre 3,8 y 3,1 ka BP en un lago (Jiménez-Moreno *et al.*, 2013).

podrían significar la existencia de estaciones secas pronunciadas, y de coladas a techo, que podrían revelar una evolución hacia rasgos menos áridos. La secuencia paleoambiental propuesta por Jalut *et al.* (2000) identifica un episodio árido entre el 2,85 y el 1,73 ka cal BP que sería coherente con los primeros rellenos. En contraste con ello, otros autores proponen unas condiciones ambientales frías y húmedas para el periodo que va desde el 2,8 al 1,7 ka cal BP (Carmona y Ruiz, 2011), o genéricamente húmedas para el Hierro Antiguo (Calmel-Avila, 2000), que serían coherentes con los depósitos finales.

8.6.3. La paleogeografía de la Illeta dels Banyets

Vistos los depósitos aluviales que coronan la serie sedimentaria de la Illeta, que alcanzan al menos el Bronce Tardío, en el contexto actual de activa erosión marina, expresada en las plataformas de abrasión y los acantilados activos, es obvio que el yacimiento ofrecía durante la Prehistoria reciente una superficie considerablemente mayor, con una línea de costa más alejada que la actual, aunque no es posible llevar a cabo una propuesta concreta acerca de su posición. La configuración de la costa no diferiría de la actual en el sentido de que la Illeta poseería rasgos peninsulares y existirían inmediatas ensenadas tanto a levante como a poniente, que podrían actuar como posibles zonas de amarre. La hipótesis de Rosselló (1999) para la paleogeografía de la Illeta durante la Edad del Bronce es totalmente vigente (Fig. 8.51). A unos 300 m hacia poniente, tras el promontorio de la Torre Vigia, se extendería una ensenada mucho más protegida de los temporales de levante y asociada a la desembocadura del curso más o menos perenne de agua del Barranc de Cabrafic.

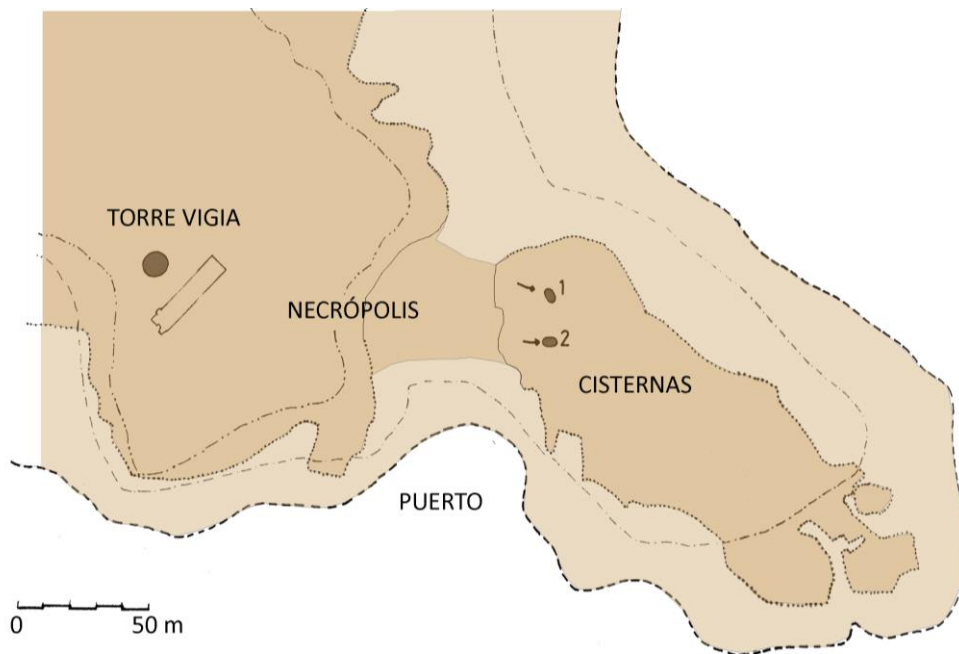


Fig. 8.51. Hipótesis de Rosselló (1999, 11) para la línea de costa durante la Edad del Bronce. En marrón más oscuro la actual línea de costa, en marrón claro la línea de costa en el 1400 a.C.

8.7. IMPLICACIONES ARQUEOLÓGICAS DEL ESTUDIO

8.7.1. Los procesos naturales y la secuencia cultural

El determinismo ambiental para explicar los procesos culturales

Algunos autores propusieron la desaparición de los sucesivos poblados prehistóricos de la Illeta como resultado de eventos geomorfológicos destructivos, sucesivas inundaciones e incluso un posible tsunami, pretendiendo explicar los procesos culturales desde una aproximación que podemos considerar catastrofista / determinista ambiental (Llobregat, 1997; Simón, 1997). Todo ello a partir de una posible correspondencia de las fases de abandono de los sucesivos poblados prehistóricos de la Illeta con rellenos sedimentarios, en ocasiones constituidos por fracción gruesa, formados en condiciones que podrían haber tenido un gran impacto sobre el hábitat.

Este estudio ha podido demostrar sin ningún género de dudas que las fases de abandono no se relacionan con las fases de inundación en los términos propuestos, y menos con un supuesto tsunami, totalmente descartado.

Las evidencias son varias. En el caso del Calcolítico se ha documentado en la estratigrafía series de ocupación / abandono / inundación en Testigo A y Testigo Occidental que confirman que los procesos naturales fueron ajenos al abandono del asentamiento.

Para el final del poblado argárico del Bronce Antiguo y Pleno los datos exigen mayor análisis. En el Testigo A, el nivel IX de cantos rodados se deposita sobre un conjunto de pavimentos de hábitats del Bronce de los que no se ha preservado elementos estructurales significativos. Ello podría apoyar la hipótesis determinista y de hecho su análisis fue la principal evidencia en la que se apoya. Ahora bien, el estudio detallado de las estratigrafías de Testigo Occidental, Plataforma Oriental y Cisterna 2 aporta evidencias significativas que avalan nuestra propuesta. En el primer y segundo caso se documentan restos de un nivel de incendio muy intenso (nivel IVa de TO y nivel II de PO) que afectó a restos constructivos argáricos y que posteriormente fue cubierto en ambos perfiles por un aluvión, se trataría de restos de las fases finales de ocupación. Por otro lado, los niveles VII de Plataforma Oriental y los niveles VIII de Cisterna 2 están formados por restos constructivos del Bronce Antiguo y Pleno afectados también por el fuego, utilizados para construir una plataforma o amortizar la cisterna durante el Bronce Tardío.

Ambos conjuntos de depósitos son prueba de que las varias fases de destrucción que pudieron afectar al poblado argárico, en particular la final, se debieron a un incendio, fortuito o provocado. Además, los registros de Plataforma Oriental y Cisterna 2 revelan la existencia de una extensa remoción del espacio en el Bronce Tardío que vendría a explicar la ausencia de restos del hábitat argárico. Un fenómeno similar, la total transformación de la Illeta en época ibérica, explicaría a su vez la ausencia de estructuras relevantes del Bronce Tardío.

Por otro lado, y apoyando nuestra propuesta, la investigación arqueológica ha podido establecer que el final del periodo argárico se habría producido en torno al 1550 - 1500 a.C. (Lull *et al.*, 2013, Jover *et al.*, 2014), y aunque este pudiera estar en relación con la degradación del medio y su sobreexplotación (Carrión *et al.*, 2002; Goy *et al.*, 2003; Ferrio *et al.*, 2005; Rodríguez-Estrella *et al.*, 2011), globalmente sería el resultado de un

colapso cultural ajeno a un evento natural concreto. En este marco histórico, las evidencias de incendios en la fase final del Bronce Pleno adquieren sentido. El sedimento que identificamos con un evento singular sería posterior y coincidiría con una fase de no ocupación de la Illeta, no así del territorio.

La conservación diferencial del registro sedimentario natural

A partir de los resultados del estudio es posible en cambio establecer una relación entre sedimentos aluviales y fases de abandono en la estratigrafía de la Illeta, pero en sentido distinto al propuesto. Se ha podido observar que los más extensos depósitos aluviales coinciden con fases de no ocupación. Ello no quiere decir que durante las fases de ocupación los procesos sedimentarios no se produzcan, hemos documentado varias evidencias de ello para la Edad del Bronce, aunque de escasa potencia. Es factible proponer que esta conservación desigual sea el resultado de la gestión humana del medio, a través de la limpieza de los sedimentos depositados por las inundaciones.

Ello, junto con lo expresado en el apartado anterior, nos lleva a interpretar que al menos durante la Edad del Bronce la continuidad de los procesos culturales no estuvo determinada por los procesos sedimentarios de un medio natural cambiante. Aunque esta dinámica pudo ser resultado de unas condiciones ambientales en gran medida inducidas por la propia gestión humana del medio.

8.7.2. La arquitectura del agua

Ya hemos señalado que las investigaciones arqueológicas han puesto en evidencia un aspecto de gran importancia en los sucesivos asentamientos litorales, tal vez portuarios, de la Illeta: la presencia de tres grandes cisternas funcionales en la Edad Bronce pleno y posiblemente de manera parcial en el Bronce Tardío.²⁷ Ello presupone la necesaria disponibilidad de abundante agua dulce, que el medio, en sus condiciones actuales, pareciera no poder proporcionar, ya que no es posible establecer una la relación entre las cisternas y el paleocauce no incidido del barranco de l'Amerador que desagua en la playa de l'Almadrava. Con todo, para nutrir las cisternas sólo sería necesario que se utilizaran los aportes de pequeñas cuencas receptoras ubicadas inmediatamente al noroeste, dado que la impermeabilidad de la costra pleistocena subsuperficial favorecería las escorrentías desde el promontorio de la Torre Vigia hacia la Illeta. Por ejemplo, la Cisterna 1, tras sus últimas remociones, tendría una capacidad de 50.000 litros. Para llenarse completamente con un único evento de lluvia de moderada intensidad, de pongamos 40 l/m², necesitaría una cuenca más o menos impermeable de 1.250 m² (Soler *et al.*, 2006, 110). Actualmente las precipitaciones en el Campello se sitúan entre 300 y 400 mm anuales, con estas condiciones, y aprovechando la totalidad de las precipitaciones, sería necesaria una cuenca de recepción de menos de 170 m².

Las tres cisternas que forman parte del sistema de almacenamiento de agua de la Edad del Bronce están construidas con la misma técnica. Tras la apertura de una depresión ovalada en el sustrato geológico, esta se cubre con un muro ataludado de arcillas recubierto a su vez por bloques de tamaños muy uniformes procedentes de la misma cubeta y empastados con matriz limoarcillosa que le dan estabilidad. Además en la Cisterna 1 se

²⁷ A las que habría que añadir la que se ha descrito de época ibérica (Olcina Domènech *et al.*, 2009).

identificó una estructura, un muro interno que delimitaba un pequeño sector del vaso de la cubeta, a modo de balsa de decantación. Fue en esta cisterna en la que se estudiaron cuatro muestras de elementos estructurales: el muro limoarcilloso, la matriz de su revestimiento de bloques y la base y el techo del muro interno de la balsa de decantación.

El sedimento que forma el relleno de arcillas del muro de la cisterna (muestra A) procedería de un depósito margoso edafizado. Desde el punto de vista de las técnicas constructivas, la abundancia de arcillas (más del 70%) hace que el sedimento adquiera características físicas de elevada cohesión y plasticidad. Este material, es muy impermeable (Serna Serrano, 1995; Houben y Guillaud, 1989), aunque cambia con facilidad de volumen con la humectación y desecación, degradando las estructuras de las que forman parte, y originando grietas que las hacen permeables. El moderadamente elevado porcentaje de materia orgánica favorecería la coalescencia de las partículas y el aumento de su cohesión.

El material que constituye la matriz del muro ataluzado que sostiene el interior de la estructura (muestra B) parece proceder de un sedimento con rasgos texturales que le dan mayor estabilidad (Capel, 1977, 335; Houben y Guillaud, 1989). Trabas de muro en la Horna tienen similares características, aspecto que fue puesto en relación por Serna (1994) con su selección consciente para favorecer la conservación de las estructuras.

Los rellenos que se han interpretado como parte del muro que sustenta la balsa de decantación presentan rasgos algo diferentes aunque emparentados. El nivel I parece responder a un relleno en uso de la cisterna en el Bronce Pleno a partir de un sedimento poco edafizado. De hecho es muy parecida al nivel II de Conducción 1, interpretado como de amortización del canal. También pudiera haber servido como elemento de impermeabilización en alguna remoción, dada su riqueza en fracción arcillosa.

El nivel II del techo del muro de la cubeta muestra rasgos texturales anómalos. Sus características texturales pudieran asociarse con su alteración en un contexto intensamente antropizado. La riqueza en materia orgánica y carbonatos pudiera estar en relación con esta modificación. Sus rasgos texturales lo hacen útil de nuevo para constituir traba de muro. La existencia de ciertas alineaciones de bloques de arenisca en el nivel, apoyan esta hipótesis, confirmando así que se trata de un elemento estructural, como ya propuso en su día Llobregat (1986).

Es de destacar que estructuras descritas como cisternas en los yacimientos arqueológicos de la Edad del Bronce de la Lloma de Betxí (Paterna) y la Horna (Aspe) están constituidas por materiales con rasgos sedimentológicos muy similares (Fumanal y Ferrer, 1998, 198; Hernández Pérez, 1995; Serna, 1995, 132).

La datación radiocarbónica de este muro parece vincularlo con el final de la Edad del Bronce Pleno, aunque desde el equipo arqueológico se ha adscrito al Bronce Tardío (Tabla 8.8). Recuérdese que la estructura estaba totalmente excavada antes de la intervención arqueológica más reciente. Su adscripción a una fase más temprana del Bronce sería coherente con la descripción hecha por su excavador, Llobregat (1986), que señala que un nivel de gravas, que coincidiría con el nivel IX de Testigo A y V de Testigo Occidental, siempre anterior a la ocupación del Bronce Tardío, cubría totalmente la estructura ya amortizada.

Los rellenos estudiados en la Cisterna 2 sí que avalan su reutilización durante el Bronce Tardío. El nivel inferior, denominado IX, parece asociado a la estructura o a un posible relleno de uso en el Bronce Antiguo o Pleno. El nivel subsiguiente, VIIIb, estaría en relación con la amortización o abandono en esa época y hasta el Bronce Tardío, momento en el que la cisterna habría sido rehabilitada. El nivel VIIIa estaría en relación con el uso o los primeros niveles de amortización natural de la estructura en el Bronce Tardío.

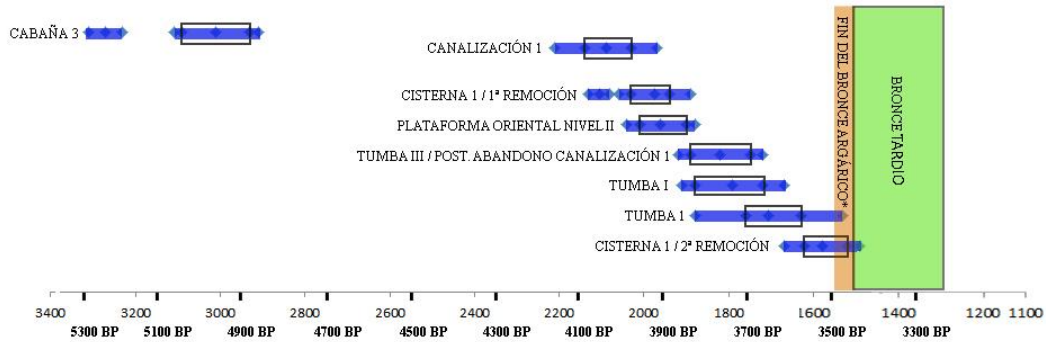


Tabla 8.8. Dataciones radiocarbónicas de la Illeta dels Banyets. En línea azules las probabilidades al 68,3% (1 sigma), en cuadros negros la probabilidades al 95,4% (2 sigmas). El final del Bronce argárico a partir de Lull *et al.* (2013), el inicio del Bronce Tardío a partir de Hernández Pérez (2009-2010).

9. EL LLANO DE MONFORTE DEL CID Y EL YACIMIENTO DE EDAR

9.1. INTRODUCCIÓN

El llano de Monforte del Cid se ubica en el Valle medio del Vinalopó, sector del interior del territorio meridional valenciano que ha tenido una intensa ocupación humana a lo largo de la historia, en particular desde la Edad del Bronce y hasta época tardorromana. En él se encuentra la partida de las Agualejas, que se corresponde con la parte más próxima al río de esta llanura, donde se ha centrado la investigación geoarqueológica.



Fig. 9.1. Localización del llano de Monforte, las Agualejas y EDAR. Base cartográfica: Institut Cartogràfic València.

El estudio del área se inició con el análisis estratigráfico y sedimentológico de la pequeña excavación arqueológica de EDAR, que permitió conocer sus rasgos sedimentarios y problemática reciente; en particular la importancia de la dinámica fluvial en la configuración del territorio, al menos para época ibero-romana. Ello llevó a un análisis de las terrazas fluviales recientes del río Vinalopó en la partida de las Agualejas, un área de aproximadamente un 1 km², con el objeto de contextualizar los procesos observados en la dinámica sedimentaria del río. La resultante es un estudio mixto entre el análisis de un

yacimiento, que describimos como *on site*, y un estudio del territorio, *off site*, que consideramos interesante vía de aproximación al conocimiento geoarqueológico. En este caso de estudio los resultados obtenidos sobre la evolución del medio van referidos a un extenso periodo del Holoceno superior que se extiende desde al menos el 5,0 ka cal BP hasta el siglo IV d.C., que unidos al conocimiento del poblamiento histórico, permiten alcanzar interesantes conclusiones, en particular respecto al impacto de las actividades humanas en el sistema fluvial.

En este territorio se han documentado yacimientos arqueológicos desde el Neolítico antiguo, en torno al 5300 a.C., en la calle Colón y la zona denominada Ledua del casco urbano de Novelda, al noroeste de este espacio (Hernández Pérez y Alberola Belda, 1988; García Atiénzar *et al.*, 2006). El asentamiento calcolítico del yacimiento Camino del Río ha sido datado en el 3000 a.C. (Molina Mas y Ortega Pérez, 2010).

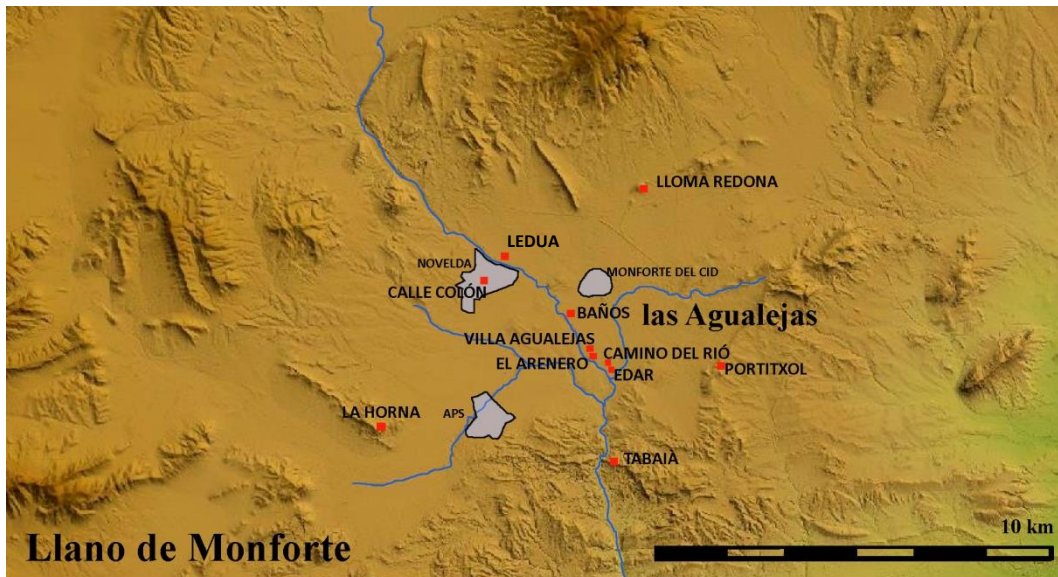


Fig. 9.2. Localización de los yacimientos citados en el texto. Base cartográfica: Institut Cartogràfic València.

La presión humana se intensifica en la Edad de los Metales, durante el Campaniforme - III milenio a.C. - y la Edad del Bronce Pleno - II milenio a.C. -. En particular en este último periodo, bajo la influencia de la cultura argárica, se han catalogado más de 22 asentamientos que explotan intensamente los llanos con actividades agropecuarias. Algunos tan relevantes como Tabaià, la Horna, el Portitxol y Lloma Redona (Hernández Pérez, 1983; Jover y López Padilla, 2004), y que al menos en Tabaià se extenderían hasta el Bronce Final - inicios del I milenio a.C. - (Hernández Pérez y López Mira, 1989) (Fig. 9.2).

El poblamiento fue también relevante durante la protohistoria y al menos hasta época romana. Pero este no fue continuo. El conjunto de datos disponible nos permite tener una visión general para el valle. La ocupación del Ibérico pleno es muy intensa. Se expresa en un área funeraria y ritual de gran extensión, excavada en el Arenero y Camino del Río, en forma de conjuntos escultóricos monumentales, enterramientos y encachados con restos de

ceremonias rituales entre los siglos VI al IV a.C. (Almagro y Ramos, 1989; Cacho Brunet, 1984; Abad Casal y Alberola Belda, 1990; Abad Casal y Sala Selles, 1992; Abad Casal *et al.*, 1998; Molina Mas y Ortega Pérez, 2010), así como un conjunto de evidencias de asentamientos bajo las villas romanas de la Agualeja¹ y Baños, en forma de restos asociados a espacios marginales al hábitat (Molina Mas, 2015).

Los restos arqueológicos fechados entre el siglo III y I a.C. son escasos. Se ha propuesto un posible despoblamiento del Bajo y Medio Vinalopó (Tendero Porras *et al.*, 2014). Con todo, se mantiene un uso testimonial del área sacra. Destaca un único enterramiento en las Agualejas, con un ritual poco ortodoxo (Moratalla, 2005, 112) y unas nuevas estructuras rituales excavadas en los yacimientos de EDAR y Camino del Río (Segura *et al.*, 2012; Molina Mas y Ortega Pérez, 2010).

En torno al 50 a.C. y especialmente en el cambio de Era se han propuesto cambios importantes en la estructura del poblamiento. Una reorganización del territorio y su explotación plena según el modelo romano, en relación con la centuriación del área (Moratalla, 2005), que se hallaba bajo el control de *Ilici* (Grau Mira y Moratalla Jávega, 1997 y 2001; Molina Mas, 2015). Se construye la villa de los Baños (junto al casco urbano de Monforte) y existen evidencias de una villa rústica altoimperial junto al Arenero.

Finalmente, en época tardorromana la ocupación de este territorio, que sigue ligado culturalmente con el Bajo Vinalopó y la ciudad de *Ilici*, parece haber sido muy intensa; floreciendo en el siglo IV d.C. las *villae* (Tendero Porras *et al.*, 2014). Estos cambios se deberían en parte a procesos históricos bien conocidos, con por ejemplo, la modificación en la fiscalidad a finales del siglo III d.C. Se evidencian en la construcción de la villa de la Agualeja, que alcanza su momento álgido en el siglo IV d.C. y en la remoción de la villa de Baños (Molina Mas, 2015). En otras áreas del Vinalopó y zonas próximas se documenta el crecimiento de las villas y de diversos núcleos productivos, que viene a confirmar estos procesos a mayor escala geográfica (Ortega Pérez y Esquembre Bebia, 2003; Ortega Pérez *et al.*, 2008).

9.2. CONTEXTO GEOGRÁFICO

El río Vinalopó drena una cuenca de clima semiárido. Tiene un curso fluvial estacional, de caudal irregular, constreñido a un estrecho canal suavemente meandrante, enmarcado por un sistema de terrazas profundamente antropizado.

El valle del Vinalopó está formado por una serie de depresiones y cuencas semiendorreicas enmarcadas por relieves de orientación bética que el río atraviesa transversalmente. Aprovecha para ello una alineación diapírica triásica de dirección NW-SE que conforma el llamado accidente tectónico del Vinalopó o falla de desgarre (Rodríguez-Estrella, 1977), una línea de debilidad tectónica que afecta a los pliegues béticos para otros autores (Alfaro *et al.*, 2004) (Fig. 9.3).

¹ La villa se publica como de la Agualeja, aunque el topónimo más comúnmente utilizado es las Agualejas.

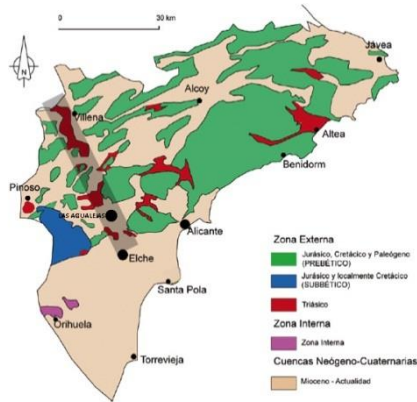


Fig. 9.3. Geología y litología de la provincia de Alicante. Sombreada el área del Accidente del Vinalopó. (Estévez *et al.*, 2004).

El área de estudio se sitúa en la llanura aluvial que forma el río Vinalopó en el descrito como valle / corredor de Agost, de componente tectónica y neotectónica, a la altura de Monforte del Cid, antes de adentrarse por el estrecho del Tabaià en las alineaciones montañosas del anticlinal de la sierra de Crevillent - el Colmenar, que separa la cuenca de Monforte en el Medio Vinalopó de la de Elche en el Bajo Vinalopó (Fig. 9.4). La sierra aquí está constituida por rocas calcareníticas y conglomeráticas del Mioceno Medio y el Plioceno Superior. Un afloramiento triásico provoca en su extremo septentrional el levantamiento neotectónico y un relieve en cuesta con buzamiento norte.

Desde el punto de vista estructural el origen de la depresión objeto de estudio se encuentra precisamente en este levantamiento diapírico de las arcillas triásicas a la altura del pantano de Elche, que origina al norte un sinclinal periférico subsidente (descrito por Artemio Cuenca como *rim syncline* - Ferrer García *et al.*, 2013). Esta franja de hundimiento se ha rellenado con los aportes del Vinalopó y sus afluentes, dando lugar a la llanura aluvial. En ella confluyen con el Vinalopó los cauces de la Rambla del Orito, que drena el sur de la sierra de calizas cretácicas del Cid y el extremo occidental de la sierra de las Águilas, y el río de Tarafa, que drena las extensas cubetas de la Romana y Asp y el norte de la sierra de Crevillent. Estas confluencias construyen estructuras sedimentarias que conforman barreras que pudiera haber dificultado el drenaje del sistema principal a lo largo del Cuaternario.



Fig. 9.4. Unidades geográficas citadas en el texto. Base cartográfica: Institut Cartogràfic Valencià.

9.3. LOS NIVELES DE GLACIS TERRAZA Y LA DINÁMICA SEDIMENTARIA RECIENTE

El Cuaternario del Vinalopó fue estudiado por Cuenca y Walker (1985 y 1995, entre otras publicaciones). Estos autores propusieron un modelo de sucesión de cuatro niveles de glacis terraza desde el Pleistoceno medio, a 120, 75, 35 y 10 m sobre el talweg.

Los glacis terraza más antiguos, D y C, aparecen como retazos de aluvión heterométrico poco cementado del Pleistoceno medio, adosadas a las laderas o coronando cerros testigo. Los glacis terraza B, a unos 35 m sobre el cauce, están formados por coluviones al pie de los relieves, arroyadas difusas, sedimentos aluviales, loess, encostramientos calcáreos y paleosuelos gley del Pleistoceno superior en otros sectores del llano. El glacis terraza A, a 10 m sobre el talweg, se compone de una serie de *miembros* o unidades no siempre superpuestas. La unidad 1 está constituida por fanglomerados angulosos y paleosuelos calcáreos (calcretas) anteriores al 30 ka BP. La unidad 2 incluye una sucesión microrrítmica de yesos singénico, nichos de loess, loess resedimentado y formaciones edáficas de entorno al 20 ka BP. La unidad 3 está formada por aluviones gruesos con clastos de gran tamaño con dataciones del Tardiglacial. La unidad 4 es de arenas eólicas y paleosuelos gley y horizontes edáficos húmicos del Holoceno inferior. Finalmente la unidad 5 es descrita como de canchales con clastos angulosos y poco evolucionados del Holoceno superior.

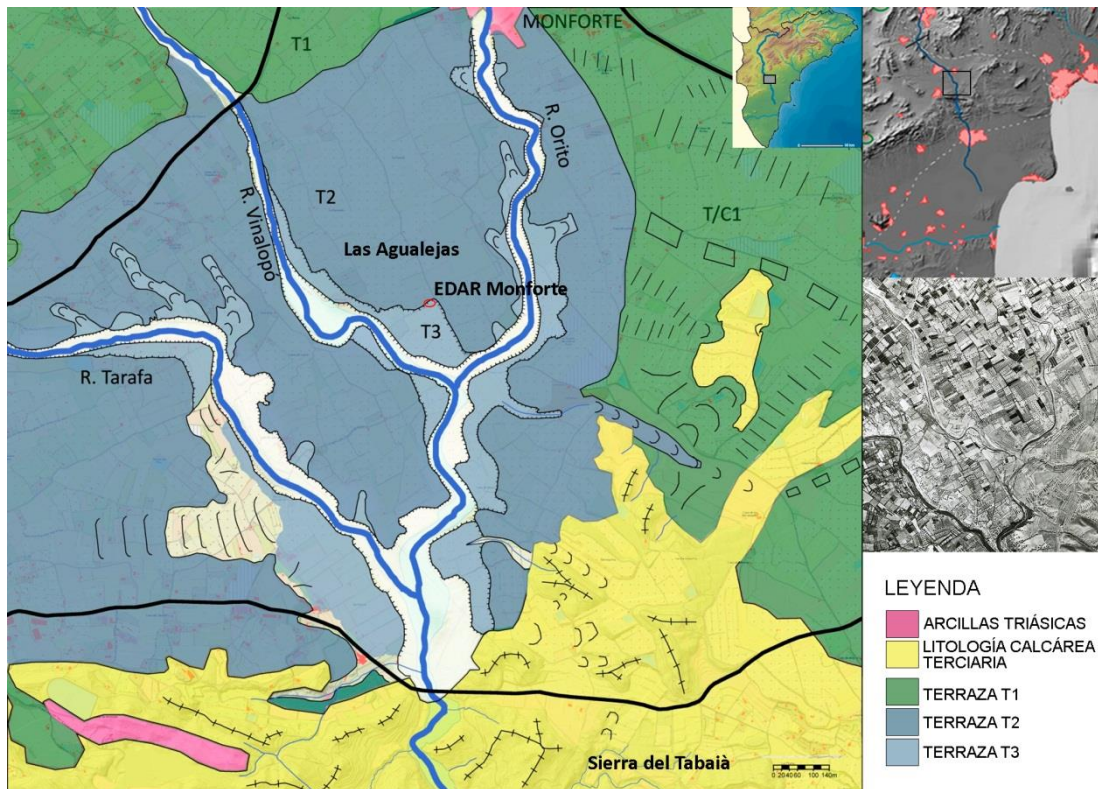


Fig. 9.5. Esquema geomorfológico de las unidades de glacis terraza del llano de Monforte / las Agualejas. Elaboración propia.

Trabajos de campo realizados en el llano de Monforte / las Agualejas, nos han permitido diferenciar tres niveles de terraza (Fig. 9.5). La ubicación de los perfiles y los cortes se hallan en la Fig. 9.6. Prestaremos especial atención al techo de la terraza T2 y a la totalidad de la terraza T3, ya que tienen su desarrollo a lo largo del Holoceno superior.



Fig. 9.6. Localización de perfiles citados en el texto. Base cartográfica: Institut Cartogràfic Valencià.

La **terrazza T1**, la superior, en torno a 10 m por encima del cauce, se conserva parcialmente en la parte alta del área, en forma de retazos aislados por pequeños escarpes. En ocasiones aparecen perfiles más amplios, abiertos al cauce, aunque erosionados a techo, constituidos por hasta más de 8 m de estratos laminares de limoarcillas de color gris verde claro (8/1 GLEY 1) de 20 a 50 cm de potencia, que alternan con otros consolidados de en torno a los 15 cm de grosor (UTM 698402 / 4248324², punto 1 de la Fig. 9.6 y Fig. 9.7). Sus rasgos coinciden parcialmente con los del miembro basal 2 de la terraza A del modelo de Cuenca y Walker (1995), que describe formaciones de sedimentos finos en estratos muy delgados formando suelos con rasgos de hidromorfía. Para estos autores se habría formado entre el 30 ka BP y el Tardiglaciario. Serían expresión de una fase de drenaje impedido en lo que hoy es la cuenca media del río, con condiciones ambientales algo más húmedas, aun con la formación de evaporitas y costras. Fumanal y Carmona (1995) dataron formaciones edáficas pleistocenas en torno al 22 ka BP por TL en el área de Valencia que podrían ser coincidentes con esta fase.

² Referencias UTM siempre ETRS89-UTM HUSO 30.

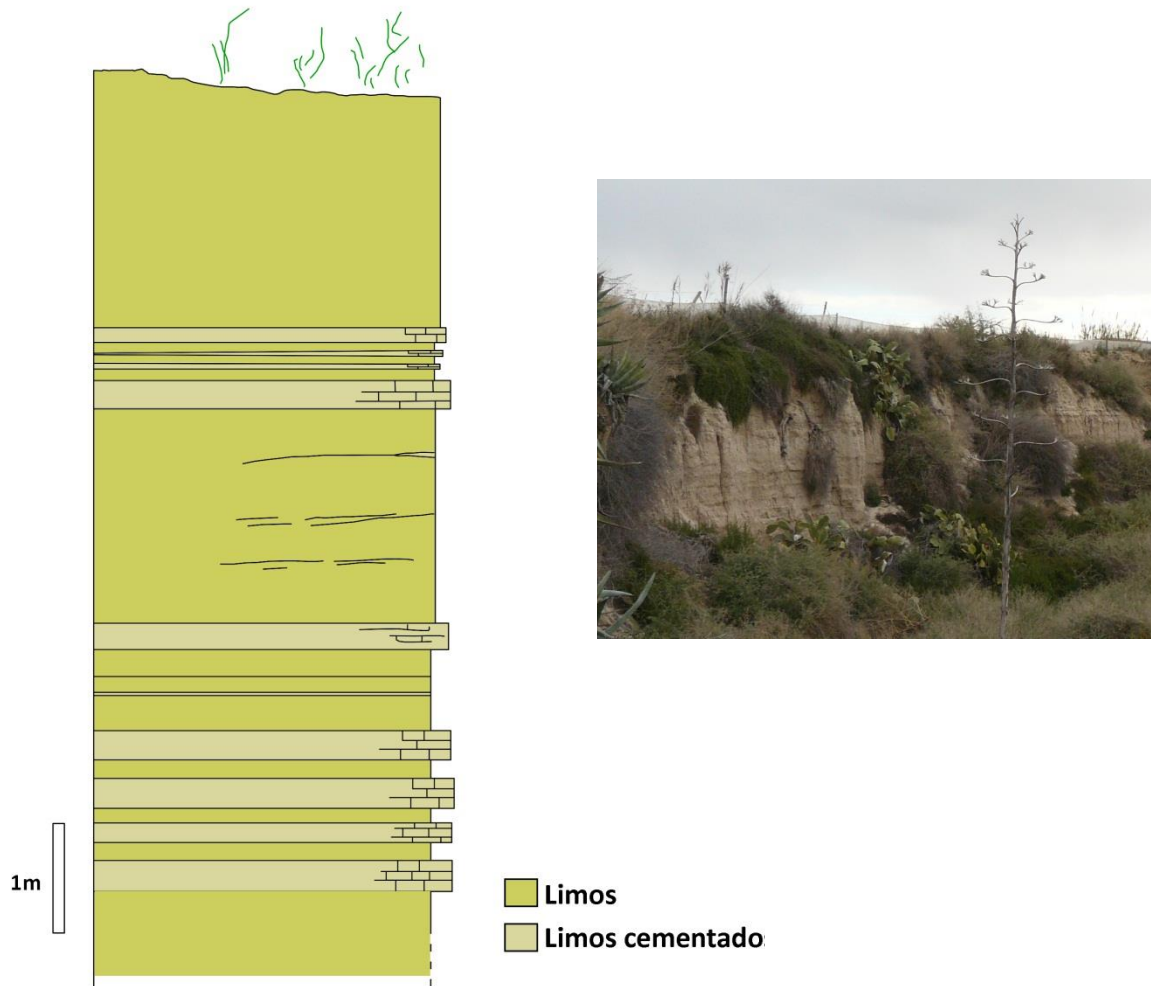


Fig. 9.7. Perfil tipo de la terraza T1 y fotografía de su estratigrafía en el punto 1.

La **Terraza T2** ocupa gran parte de la zona de estudio, a unos 8/7 m por encima del cauce del río. Está constituida por dos extensas unidades sedimentarias bien diferenciadas en los perfiles fluviales estudiados. La basal, de facies *braided*, incluye pasadas horizontales de fracción gruesa rodada, heterométrica y matriz arenosa de color marrón muy pálido (8/2 10YR). La superior es de limos y arcillas de color marrón pálido (6/3 10YR) con pasadas horizontales decimétricas con una ligera cementación y lentejones de fracción gruesa, también heterométrica, imbricada a favor de la corriente (Fig. 9.8).

Fuera del contexto del escarpe fluvial, sobre la superficie de esta terraza, se han documentado niveles arenosos a los que se superponen niveles de limoarcillas de color gris con rasgos de hidromorfía o las propias arenas afectadas por procesos de hidromorfía edáfica, suelos gley y

pseudogley (punto 3 de la Fig. 9.6 - UTM 697637 / 4249239). Sobre estos sedimentos se depositaron limos y arcillas con cantos y gravas dispersos y subangulosos que estarían en relación con un aporte lateral.

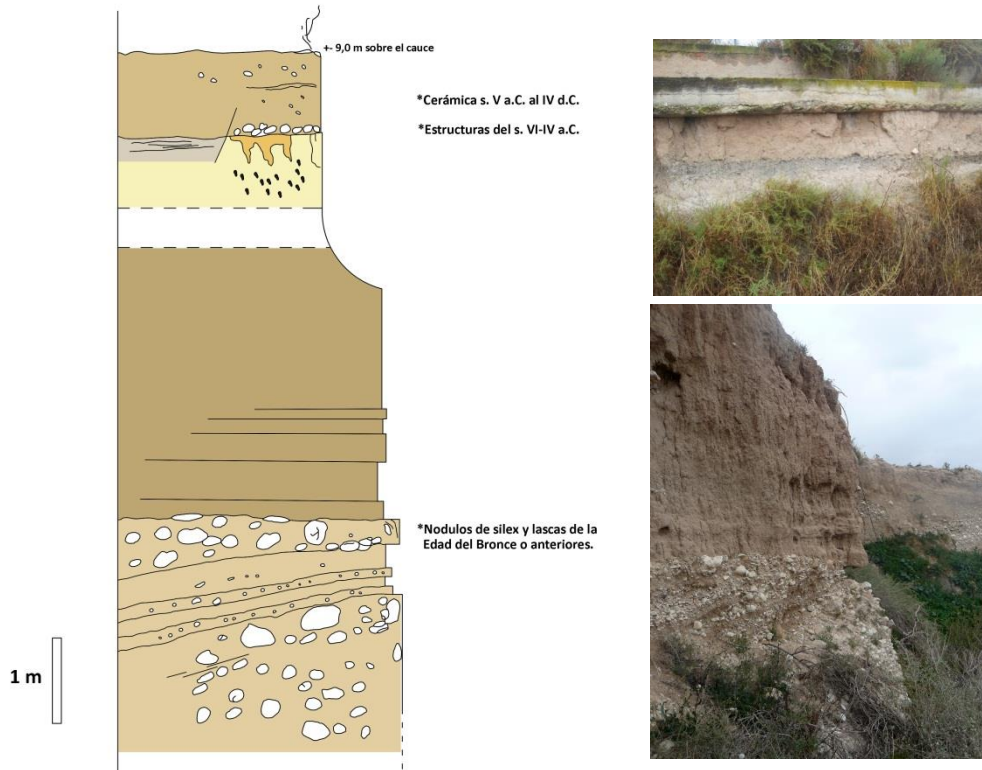


Fig. 9.8. Estratigrafía tipo de la terraza T2 y fotografía del punto 2 y 3.

Según el modelo de Cuenca y Walker la unidad basal de esta terraza, con facies *braided*, se correspondería con el miembro 3, formado durante el Tardiglaciario. En el estudio de los perfiles de la terraza se pudo encontrar en el punto 2 (UTM 698789 / 424975), a 210 cm sobre el talweg, un pequeño conjunto de restos de talla lítica, que en una ocasión fueron identificados como de la Edad del Bronce o de fecha anterior, lo que sería coherente con la propuesta de Cuenca y Walker. Las formaciones eólicas y edáficas superpuestas se corresponderían con el miembro 4 del modelo, que tendría una datación del Holoceno inferior, a partir de una fecha de entre el 10 y el 9 ka cal BP, obtenida para un suelo enmarcado por sendos niveles eólicos en el pantano de Elda y para una calcreta sobre un manto eólico en la confluencia de la rambla Caprala con el río Vinalopó (Cuenca y Walker, 1995).³ En coherencia con este modelo se han documentado formaciones edáficas de datación entre el Holoceno inferior y medio sobre arenas eólicas en el Alto Vinalopó. Es el caso del

³ Pantano de Elda: Datación 8920 ± 180 BP (SUA-405), rambla Caprala: Datación 8190 ± 130 BP (SUA-404), calibradas con CalPal (CalCurve: CalPal_2007_HULU) <http://www.calpal.online.de>. Copyright 2003-2007.

suelo sobre una duna descrita en el yacimiento mesolítico de Casa Corona de Villena, de difícil datación, pero que se habría formado entre el 10 ka y el 8 ka cal BP (Fernández-López de Pablo *et al.*, 2014) y el caso de el Arenal de la Virgen, con un suelo interpretado del final del Holoceno inferior, del 8,6-8,4 cal BP, y sellado por arenas de una duna rampante resultado de la activación de la acción del viento en el 8,2 ka BP (Fernández López de Pablo *et al.*, 2011). Fuera del ámbito geográfico del Vinalopó, en contextos béticos, se han datado suelos holocenos en el 9,7 ka cal BP en Mas d'Is (Diez *et al.*, 2010), en el 7,5 ka cal BP (véase el capítulo de Cantera de Benàmer), o incluso en el 5,5 ka cal BP en les Alcusses de Moixent (Tallón-Armada *et al.*, 2014).

El **techo y la superficie de la terraza T2** son de particular interés en nuestro trabajo. Sobre las arenas del inicio del Holoceno se documentan niveles de relleno aluvial y de ocupación de diversas épocas. En el punto 4 (UTM 698111 / 4248499) sobre las arenas no edafizadas de color blanco (10YR 8/1) y con contacto erosivo, se observa un nivel de encachado que se podría corresponder con los descritos por la bibliografía en la zona arqueológica del Arenero o las Agualejas del siglo VI al IV a.C. Al encachado le sigue un estrato de hasta 60 cm de limos y arcillas de color marrón pálido (10YR 7/3) formando estructuras poligonales, que incluye en toda su potencia abundantes fragmentos cerámicos del ibérico pleno, ibero-romanos y romanos. A techo del perfil y separado del anterior por una discontinuidad estratigráfica, aparece un estrato de igual color y textura de 50 cm de potencia interpretado como relleno de bancal (Fig. 9.9a). En el punto 5 (UTM 698053 / 4248623) se observan manchas ocre de hidromorfía con colores amarillo marrón (10YR 6/8) y blanco gris (GLEY1 8/1) en las arenas de color blanco. En contacto erosivo se depositan 70 cm de arenas, limos y arcillas de color marrón pálido (10YR 7/3), con algunos cantos y gravas subangulosas y con materiales cerámicos a techo de época ibero-romana. (Fig. 9.9b).



Fig. 9.9a y b. Perfiles del techo de la terraza T2 en los puntos 4 y 5.

En la excavación del yacimiento del Camino del Río (punto 6 de la Fig. 9.6), se estableció una estratigrafía en la que a techo de la unidad arenosa con rasgos de hidromorfía aparece una superficie erosiva que buza hacia el cauce. Sobre esta superficie se excavó un conjunto de silos que forman parte de un hábitat del Calcolítico, del 3000 a.C., un nivel de enterramientos de los siglos V y IV a.C. y un conjunto de restos constructivos del siglo II a.C., que incluyen una balsa o depósito que se puso en relación con el uso ritual del agua en el contexto funerario (Fig. 9.10). Completa la serie un nivel de relleno arqueológico de 30 cm y un estrato de limos y arcillas de color marrón muy pálido (10YR 7/4) de entre 50 y 70 cm de potencia, sobre el que se aparece un nivel similar, de 70 cm en los sectores más bajos, relleno de regularización de la superficie aterrazada de la que forma parte el área (Molina Mas y Ortega Pérez, 2010).

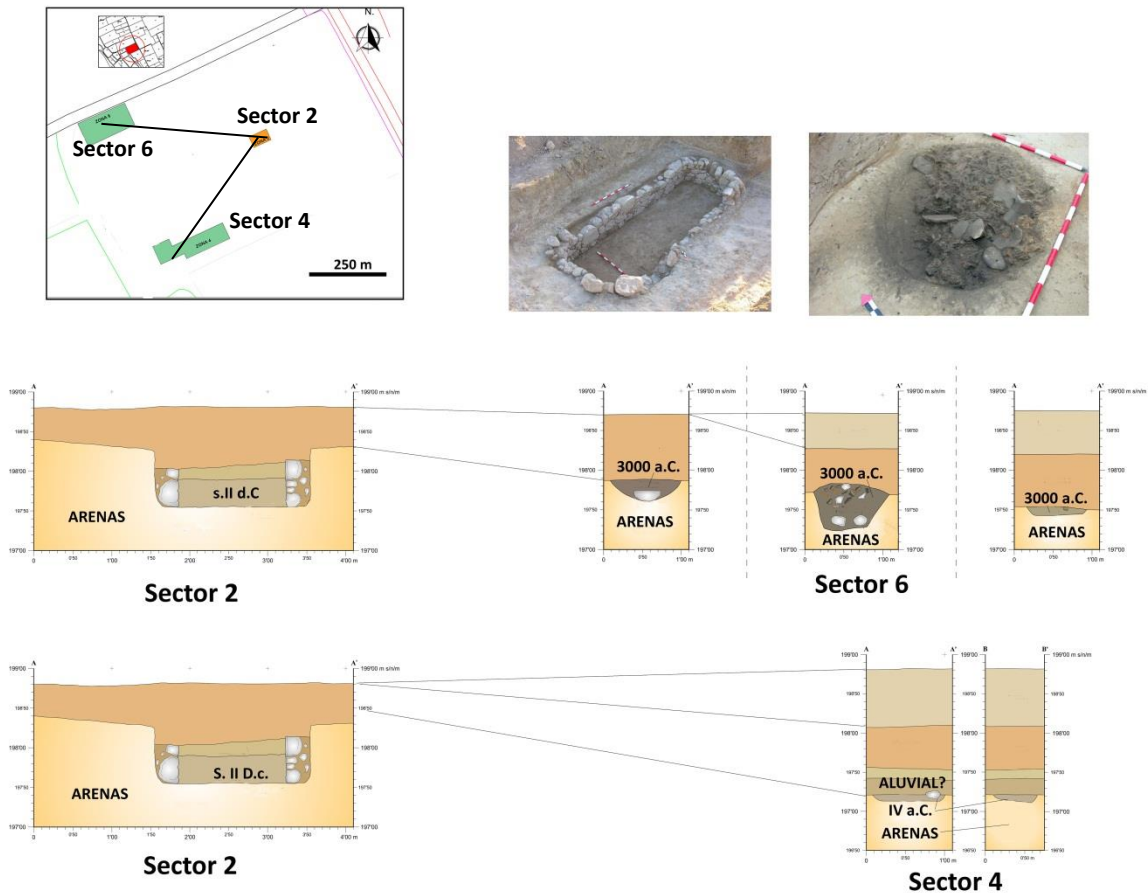


Fig. 9.10. Perfiles estratigráficos de los sectores 2, 4 y 6 del yacimiento Camino del Río y estructuras documentadas sobre las arenas con rasgos de edafización pseudogley. Planimetría propiedad de Arpa Patrimonio.

Por su parte, la excavación en la villa romana de la Agualeja (punto 7 de la Fig. 9.6) mostró en su estratigrafía un suelo de ocupación de época ibérica plena sobre las arenas con hidromorfía. Por encima de este nivel arqueológico se depositaron 50 cm de sedimentos que se describen como de “aluvión” de color marrón muy pálido (10YR 7/4) sobre los que se construyó las estructuras de la villa de los siglos III y IV d.C. Sobre estos niveles, y con contacto erosivo, aparece un estrato de limos y arcillas de color tamaño gris claro (10YR 7/2), de 80-95 cm, en su mayor parte afectado por removilizaciones recientes (Molina Mas y Ortega Pérez, 2010) (Fig. 9.11).

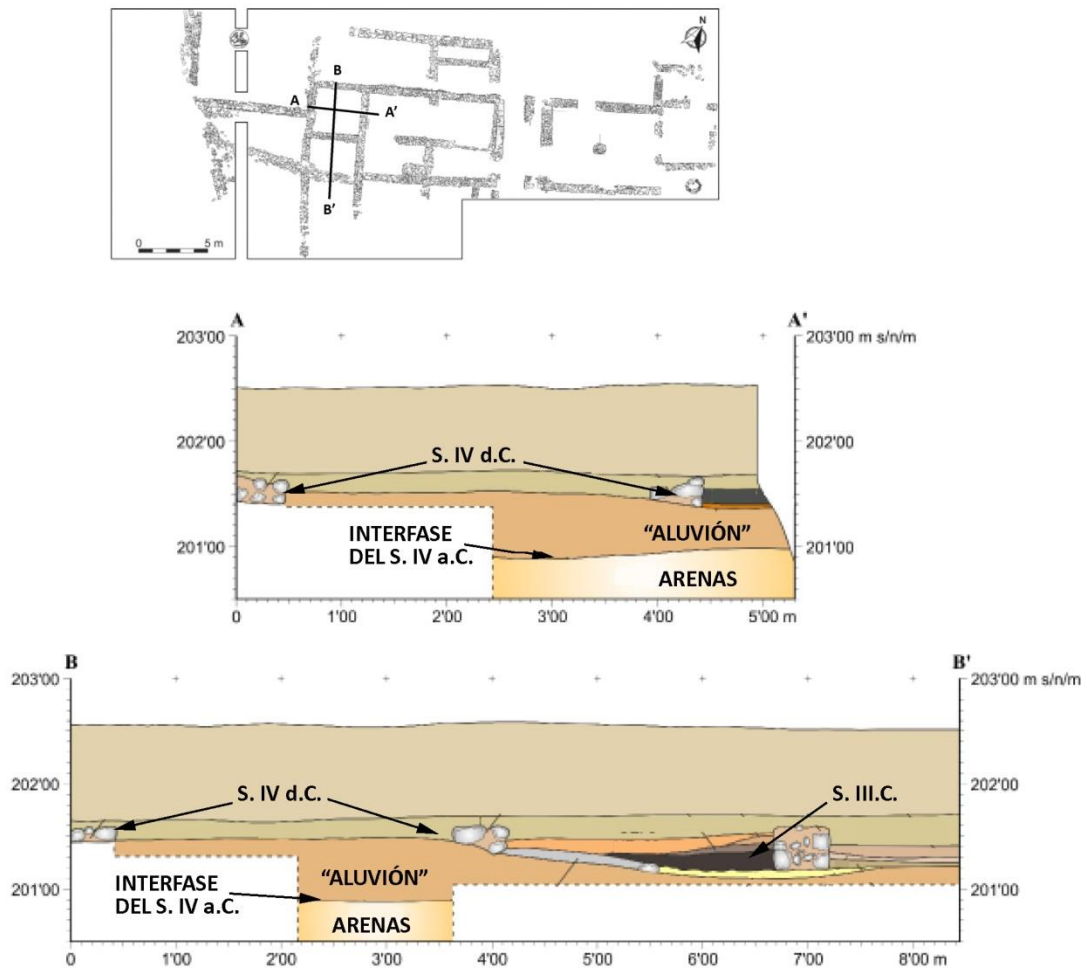


Fig. 9.11. Perfiles estratigráficos AA' y BB' del yacimiento villa de la Agualeja y estructura documentadas sobre las arenas con rasgos de edafización pseudogley. Planimetría propiedad de Arpa Patrimonio.

Así pues, la terraza T2 fue ocupada al menos desde el 5 ka cal BP, con estructuras sobre una superficie, techo de la terraza, erosionada y en pendiente hacia el talweg. Sobre la misma

superficie se documenta una ocupación de gran intensidad entre los siglos del VI al IV a.C., con áreas residenciales, monumentales, enterramientos, espacios rituales y zonas marginales del hábitat, así como algunas estructuras del siglo II a.C. que reutilizan esculturas de la fase anterior. Finalmente, sobre esta superficie se depositó una unidad estratigráfica descrita como “aluvión” de cerca de 50 cm, que debe ser considerada como formada por mantos de arroyada, expresión de una muy activa morfogénesis anterior al siglo III d.C.

La **terrazza T3** se sitúa a unos 6/5 m sobre el talweg del Vinalopó, por debajo de la cota 200 m. Se preserva parcialmente junto al cauce en la ribera izquierda y conforma la parte más baja de la llanura estudiadas en la confluencia del río Vinalopó con la rambla del Orito (Fig. 9.5). Los escarpes abiertos se encajan someramente en el nivel anterior y están cubiertos a base por un nivel de terraza histórico muy alterado por la acción humana.

Las características estratigráficas de esta terraza se han observado en todos los perfiles abiertos en el área de estudio de 1 km². Se presentan tres perfiles que sintetizan sus rasgos, fundamentalmente facies *braided*, que culminan a techo con una unidad bastante homogénea de limos de llano de inundación. Pueden concretarse en cuatro unidades diferenciadas. El perfil 1 se corresponde con la unidad basal y los perfiles 2 y 3 con las del resto de la terraza.

El perfil 1 aparece al descubierto en un pequeño tramo aislado de terraza (Punto 8 de la Fig. 9.6, UTM 697911,75 / 4248697,65), erosionado a techo por la construcción de un camino. Incluye una formación sedimentaria, denominada unidad A, formada por 170 cm de bloques y cantos rodados con arena gruesa de color marrón muy pálido (10YR 8/2), formando pasadas horizontales más o menos homométricas, con cierto grado de imbricación, así como pasadas de fracciones más finas, gravas y arenas gruesas con apenas matriz también en disposición horizontal e imbricación (Fig. 9.12). A cota 150 cm respecto al talweg se encontró un único diente de hoz en sílex que ha sido datado de la Edad del Bronce o fase cultural posterior.

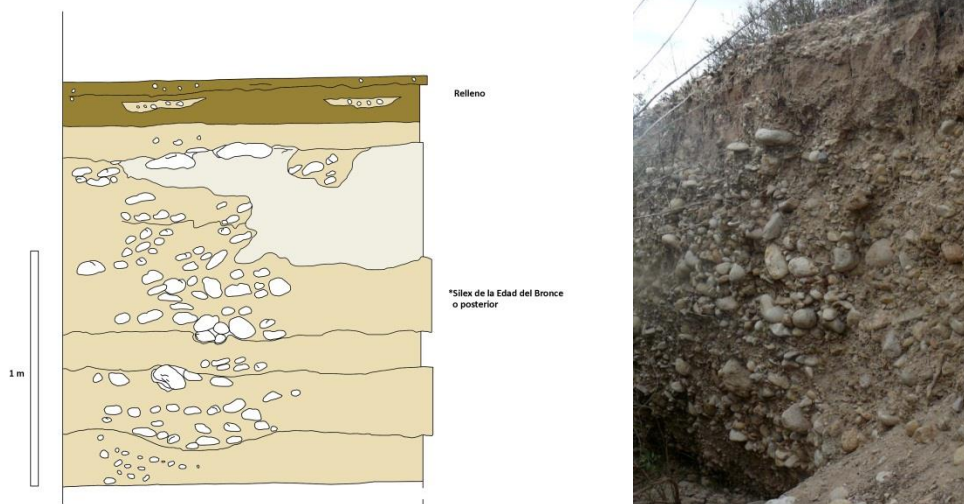


Fig. 9.12. Estratigrafía y fotografía del perfil 1 de la terraza T3.

El perfil 2 (Punto 9 de la Fig. 9.6, UTM 697970 / 4248630) está formado por cuatro unidades con contactos progresivos (Fig. 9.13). La unidad A, de 110 cm de potencia vista, está formada por pasadas de bloques y cantos rodados heterométricos empastados en matriz arenosa de color marrón muy pálido (10YR 8/2). A base forma laminaciones oblicuas con imbricación y a techo presenta estructura masiva y una pasada de cantos horizontales e imbricados. Le sigue la unidad B, formada por un estrato de 80 cm de gravas y cantos de menos de 3 cm con muy escasa matriz arenosa de color similar (10YR 7/3) y estructura masiva, aunque se observa el predominio de la disposición horizontal y puntuales signos de imbricación, y un estrato a techo de cantos de mayor tamaño (de menos de 6 cm), casi sin matriz, masivos, aunque de nuevo se observa imbricación en algunos casos. La unidad C está constituida por un estrato de 45 cm de bloques y grandes cantos rodados y heterométricos con escasa matriz de limos y arenas de color idéntico al de la anterior unidad. La fracción gruesa presenta en algunos casos imbricación, aunque predomina la distribución masiva y tendencia a la horizontalidad. Se intercalan capas de gravas y lentejones de arenas gruesas con laminaciones horizontales. Culmina esta unidad un estrato de 15 cm de gravas y cantos pequeños con estructura masiva sin apenas imbricación. La unidad D es de matriz de arena, limo y arcilla y color también marrón muy pálido (10YR 7/3), con 100 cm de potencia, en la que se intercalan algunos cantos aislados con disposición no siempre horizontal. Se observan frecuentes lentejones de bloques, cantos y gravas rodados con matriz similar y estructura masiva.

En el perfil se descubrió una conducción o acequia del siglo II d.C. de 80 cm de profundidad.⁴ Está construida sobre la unidad B, con paredes forradas con bloques rectangulares con mortero. Su techo se halla en la base de la unidad C y está formado por un enlosado que indica que se construyó desde el nivel del suelo en aquella época. Por otro lado, en uno de los lentejones de la unidad D se encontraron fragmentos de cerámicas del siglo II-III d.C. a unos 70 cm del techo de esta unidad y de la terraza, donde se documentaron cerámicas vidriadas medievales.

El perfil 3 (Punto 10 de la Fig. 9.6, UTM 698007 / 4248522) está constituida por cuatro unidades con contactos netos no erosivos (Fig. 9.14). La basal, unidad A, de 100 cm de potencia, está formada por pasadas de bloques y cantos rodados heterométricos empastados en matriz arenosa de color marrón muy pálido (10YR 7/3) y estructura masiva. La unidad B, de igual potencia y color, está constituida por arcillas, limos y arenas, que forman estructuras poligonales. Se identifican algunas pasadas horizontales más arenosas. La unidad C, de hasta 40 cm de potencia, está formada por cantos y gravas rodados heterométricos con disposición horizontal a la base y masiva y sin imbricación, con matriz arcillosa de color marrón muy pálido (10YR 7/3). La unidad D es de nuevo de arcillas, limos y arenas formando estructuras

⁴ Estructura ya reconocida en anteriores prospecciones por los grupos de arqueólogos de las empresas Arquealia y Arpa Patrimonio.

poligonales, de igual color y 130 cm de potencia. A base incluye un estrato lenticular de gravas rodadas con matriz arenosa y disposición horizontal sin imbricación.

La unidad B incluye en toda su potencia fragmentos cerámicos a torno. Se encontraron a 20, 50 y 80 cm de su techo. El fragmento intermedio se corresponde con una cerámica decorada por las dos caras del siglo IV a.C. A techo de la terraza se documentan de nuevo cerámicas vidriadas medievales.

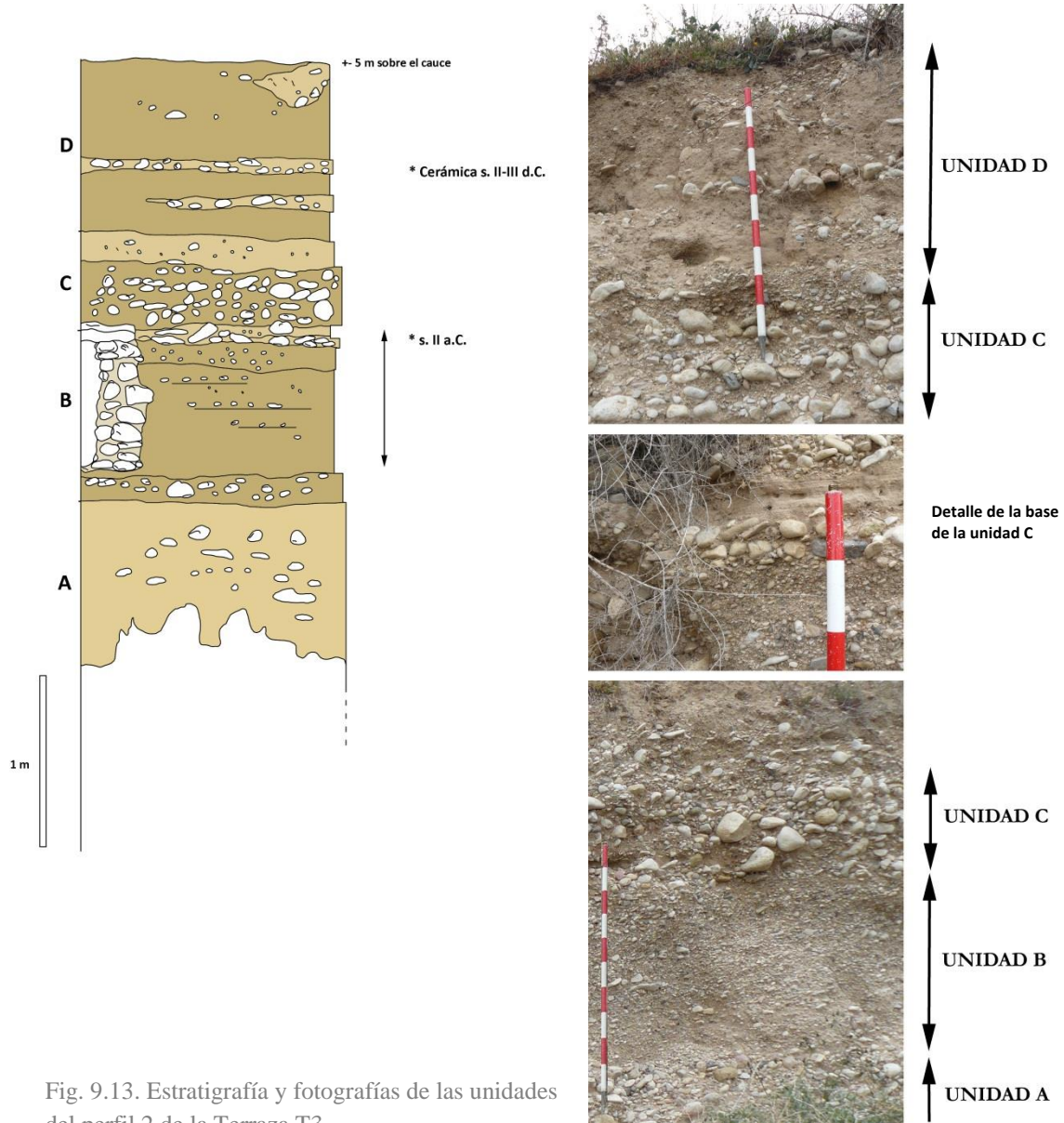


Fig. 9.13. Estratigrafía y fotografías de las unidades del perfil 2 de la Terraza T3.

La correlación estratigráfica de los perfiles de la terraza T3 es posible ya que incluyen sucesivos niveles que pueden ser puestos en relación recíproca y sintetizados en una columna tipo. La base conocida está constituida por la unidad A de barras longitudinales de gravas y cantos y facies de fondo de canal, con al menos un resto arqueológico de la Edad del Bronce o posterior.

En su unidad B, en la que alternan las facies de barras longitudinales de gravas y cantos o depósitos de revestimiento de canal (Miall, 1978), con depósitos de *overbank* e inundación, se ha constatado la existencia en su parte superior de abundantes restos cerámicos que podrían adscribirse al siglo IV a.C. en adelante. Su techo incluye una estructura de conducción de agua del siglo II d.C., que podría indicar una estabilización en el sistema y una ralentización de los procesos de acreción de la terraza.

La unidad C de la terraza se corresponde con lo que parece ser un potente y generalizado depósito de coladas de derrubio, en ocasiones de fondo de canal, que se habría producido con posterioridad al siglo II d.C.

En el extremo superior de la terraza, unidad D, predominan las facies de llano de inundación, aunque se repiten las coladas y facies de fondo de canal de manera más puntual. La cerámica encontrada a media altura de este segmento nos aporta una datación *post quem* del siglo II a III d.C.

9.4. EL YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO DE EDAR

El yacimiento arqueológico de EDAR se halla en la partida de las Agualejas formando parte del nivel de terraza T3.⁵ Se ubica a 197 m sobre el nivel marino en un interfluvio en las proximidades de los cauces encajados (unos 4 m) del río Vinalopó y de la rambla de El Orito, en una de las partes más bajas del llano de Monforte, antes de que el río llegue al estrecho de Tabaià (Fig. de la 9.1 a la 9.6).

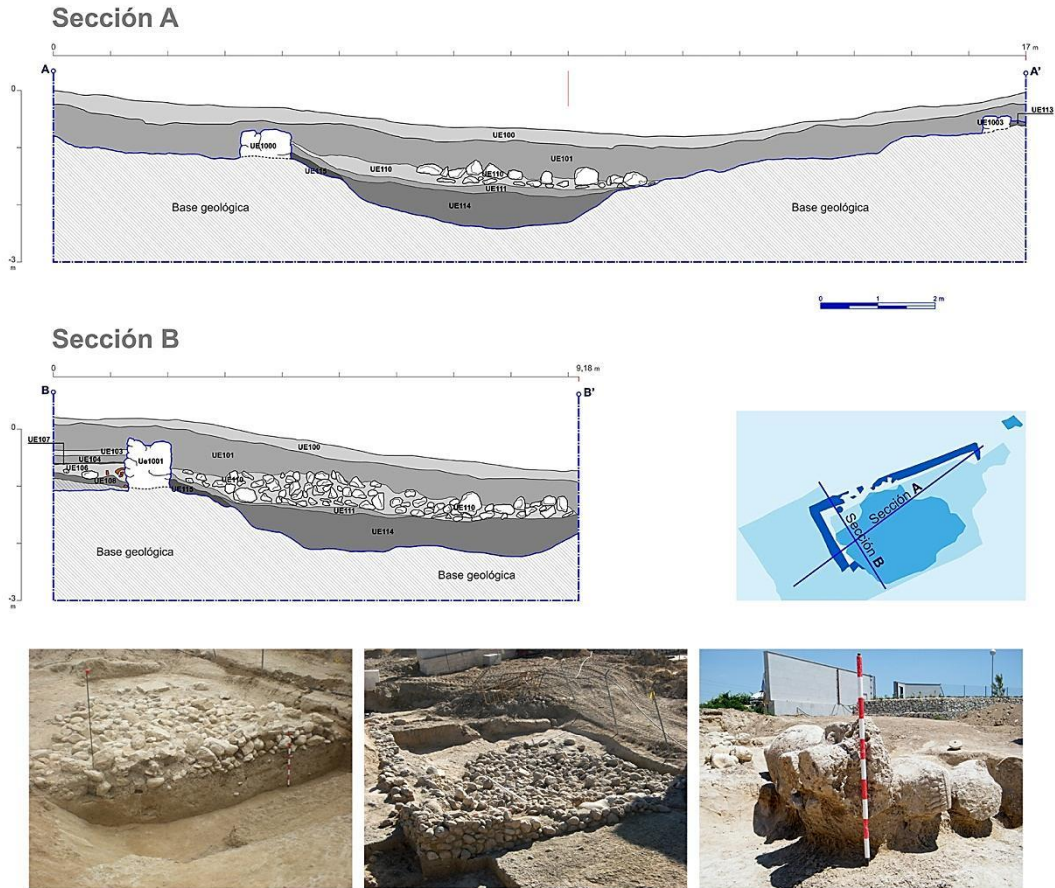


Fig. 9.15. Perfiles estratigráficos de la estructura arqueológica de EDAR. Fotografías de la cubeta rellena de sedimentos en contexto arqueológico y la acumulación de cantos y bloques que la sellan (ver referencias en el texto). Elementos escultóricos formando parte de los muros. Planimetría propiedad de Arquealia S.L.

⁵ Vértice NO: 698857 / 4248476, Vértice NE: 698869 / 4248481, Vértice SO: 698860 / 4248469, Vértice SE: 698872 / 4248474, y Punto central: 698863 / 4248474.

El conjunto arqueológico principal recuperado en la excavación está formado por los restos de un edificio o espacio construido del siglo I a.C., del cual se conserva el fundamento de tres de sus muros (U.E. 1010). Su espacio interno, de 13,3 por 7,8 m y planta rectangular, presenta la particularidad de incluir una estructura negativa, un rebaje del sustrato geológico en forma de concavidad que ocupa su flanco occidental (de 4,9 m de este a oeste y 6,25 m de norte a sur). Se abre en un nivel o estrato de arcillas y limos de color gris, formado aparentemente en condiciones de hidromorfía (U.E. 115), está relleno de sedimentos similares con abundantes restos arqueológico (U.E. 114) y sellado por una extensa acumulación de bloques y cantos rodados procedentes de los muros de la estructura arqueológica que la delimita (Fig. 9.15).

El extenso repertorio de materiales que se excavó en el relleno de la cubeta permite deducir el desarrollo de prácticas rituales coincidiendo con su progresivo relleno.⁶ Ceremonias de las que forman parte el consumo de alimentos y el depósito de recipientes cerámicos.

Los estratos arqueológicos excavados han proporcionado el suficiente material como para poder trazar con cierta precisión la evolución de la ocupación del lugar, tanto de los niveles de construcción y colmatación de la estructura, como de los de su propia amortización, posiblemente ritual.

Los cimientos del edificio se construyen sobre arenas y sobre algunos retazos de los sedimentos limoarcillosos grises superpuestos a estas, que incluyen restos de producciones cerámicas del último cuarto del siglo II a.C. y alguna pieza de iniciado el siglo I a.C. A partir de estos datos los arqueólogos proponen el uso ritual del área con anterioridad a la construcción del edificio, como mínimo desde el 160-150 a.C., pero se podrían remontar al 180 a.C. Los muros incluyen un fragmento cerámico datado hacia el 120 a.C., además de un extenso conjunto de restos escultóricos fragmentados de los siglos V y IV a.C., que podrían proceder del área funeraria del Arenero. Se habrían construido en pleno siglo I a.C., posiblemente hacia las décadas del 100-80 a.C. (Segura *et al.*, 2012).

Por lo que se refiere a las unidades que van colmatando el interior de la cubeta (U.E. 114), destaca la aparición de fragmentos de ánforas y otros envases que empiezan a manufacturarse hacia mediados del s. I a.C. En este mismo contexto se localizan las principales evidencias de envases decorados, datados en la primera mitad del siglo I a.C. Estos datos apuntan a que la estructura estuvo en uso desde el 90 a.C. hasta principios de la segunda mitad del siglo I a.C., concretamente hacia el 50-40 a.C., momento en el que, por razones desconocidas, se obliteró echando abajo los muros perimetrales de la misma. Ello viene a suponer una ocupación total de apenas un par de generaciones, tres sin consideráramos también la fase de uso previa a la construcción.

Además se han documentado dos unidades decimétricas de arenas que, aún sin superar la cota de los

⁶ El relleno está constituido por diversos recipientes de mesa, ánforas itálicas de vino, ollas y morteros de cocina, envases de barniz negro importados de la Campania o de áreas púnicas, así como varios *oinokoai* y lebetes decorados con el estilo Elche-Archena. Los recipientes cerámicos rotos en grandes fragmentos han podido ser reconstruidos casi enteros en ocasiones, lo cual indica una rotura *in situ* y *ex-profeso*. Además se han hallado abundantes evidencias de fauna.

cimientos de la estructura conservados, se depositaron con posterioridad a la amortización del edificio. Se trata de las unidades estratigráficas 102 y 103, relevantes para nuestro estudio. Son de la segunda mitad del siglo I d.C. y del tránsito del siglo I al II d.C., respectivamente. Sella la serie un nivel de limos y arcillas de difícil datación, aunque la apertura sobre esta unidad de una estructura, una cisterna caminera de un momento avanzado de época romana, alto / bajo imperial, indica una rápida formación del estrato. Partiendo de que se trata de una estructura enterrada en uso, podemos proponer la deposición de hasta 47 cm de este nivel antes de su construcción, entre el siglo II y el siglo V d.C.

9.4.1. Estratigrafía

Durante el proceso de excavación del yacimiento de EDAR se llevó a cabo el estudio litoestratigráfico de cinco perfiles en relación con la estructura arqueológica descrita. Se trata del sustrato de sus muros perimetrales, de un testigo sedimentario central, coincidente con la unidad estratigráfica U.E. 114 y de los niveles de arenas y limoarcillas posteriores a su amortización (Fig. 9.16 y 9.17).

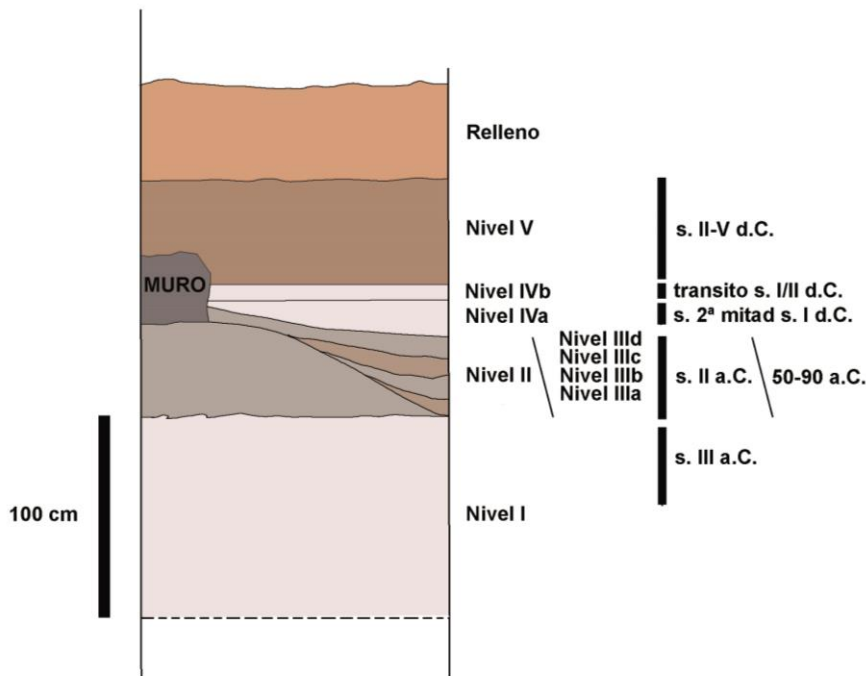


Fig. 9.16. Síntesis estratigráfica de las unidades estudiadas.

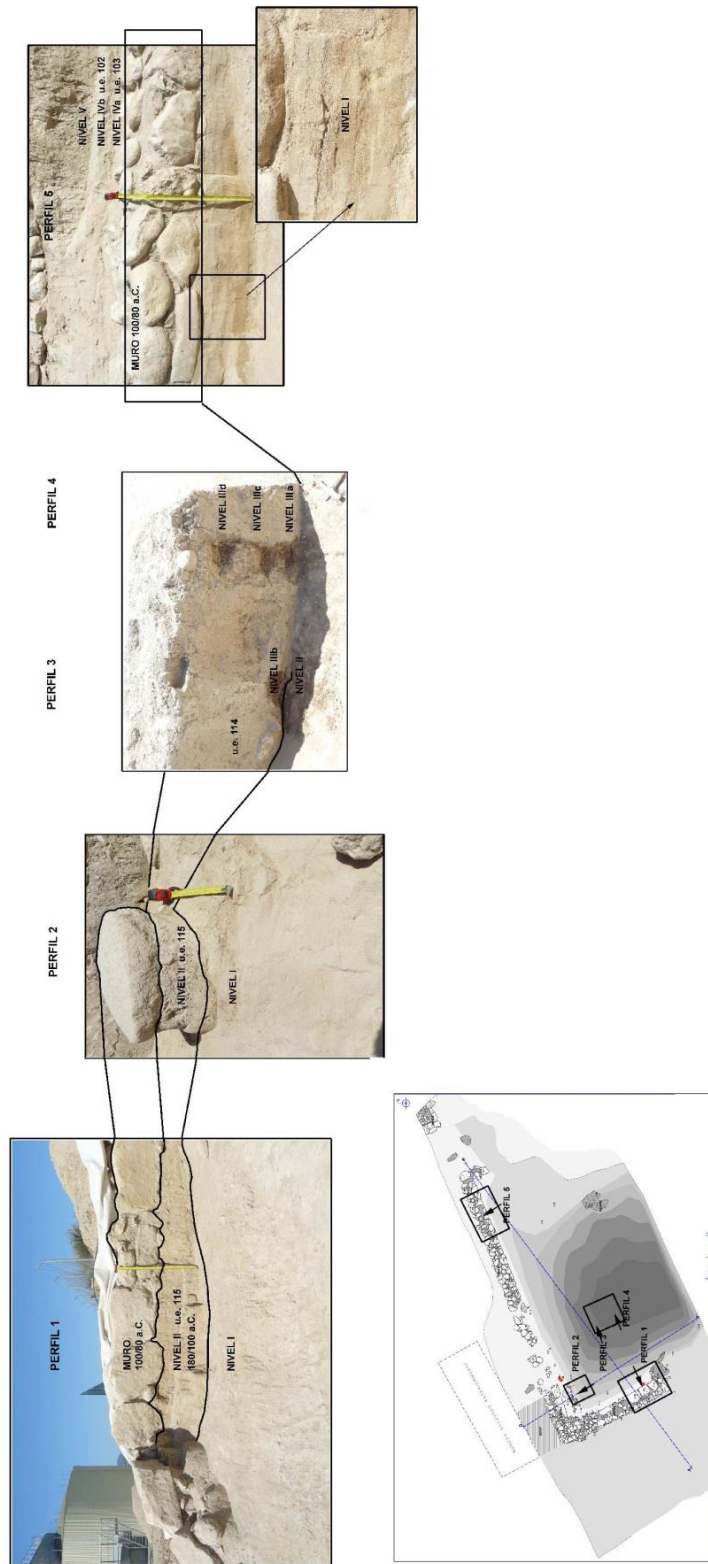


Fig. 9.17. Correlación estratigráfica de los perfiles estudiados en EDAR.

El **nivel I**, basal, está formado por arenas masivas de color marrón muy pálido (10YR 7/4) con algunas pasadas de gravas rodadas en los perfiles 1 y 2. Potencia vista máxima de 100 cm. Manchas de color ocre (10YR 6/6) a techo en el perfil 1 y motas de color ocre y gris oscuro en el perfil 2, que parecen revelar la precipitación de hierro oxidado y manganeso. Presenta algunos signos de compactación y es estéril desde el punto de vista arqueológico.

En el perfil 5 está constituido por arenas de color marrón muy pálido (10YR 8/2) con estratigrafía laminar horizontal. En el perfil abierto, de 30 cm vistos, incluye un total de 10 capas de entre 2,5 y 6 cm de potencia, alternando arenas finas con estratificación laminar suavemente ondulada, en ocasiones cruzada de bajo ángulo, con otras de arena gruesa con estructura interna granocreciente. Se observan además algunas estructuras de *ripple foreset*. Incluye restos cerámicos del siglo II-I a.C. y constituye en este perfil la base del muro de inicios del siglo I a.C.

El **nivel II** es un estrato de limos y arcillas de hasta 40 cm de potencia, documentado en los perfiles 1, 2 y 3. Contacto gradual con el nivel inferior. En el perfil 1 forma agregados resistentes y es de color gris claro (10YR 7/2) con moteado o manchas de color ocre (10YR 6/6) y negro de distribución irregular, y diferentes formas y límites. En el perfil 2 es en cambio de color gris homogéneo y presenta formas poligonales y grietas de retracción (Fig. 9.18). Se identifica con la U.E. 115, con materiales arqueológicos que permiten ubicar su formación en torno a los siglos II-I a.C. Sustenta el mismo muro que el anterior nivel en el perfil 5, como ya vimos, construido en torno al inicio del s. I a.C.



Fig. 9.18. Fotografía de los niveles I y II y estructuras construidas sobre este último.

El **nivel III** conforma una serie de subunidades registradas en sendos perfiles abiertos en un testigo del interior de la estructura definida por los muros del edificio. Se trata de la U.E. 114, relleno que amortiza la pequeña depresión central, formado entre el 90 y el 40 a.C. En el perfil 3 se estudió una unidad próxima al nivel II arriba descrito que se denominó IIIb, ya que ocupa una posición intermedia entre los niveles basales del siguiente perfil. En el perfil 4, de unos 50 cm de potencia, se estudió una secuencia de tres niveles de relleno superpuestos (IIIa, c y d).

El **nivel IIIa** ocupa los 5 primeros centímetros del perfil 4 por encima del nivel anterior. Está formado también por fracciones finas, en esta ocasión de color gris claro (10YR 7/2).

El **nivel IIIb** Es la base del relleno de la cubeta en el perfil 3, pero con una posición estratigráfica más elevada que la base del perfil 4. Está constituido por arcillas y limos con muy escasas arenas de color marrón amarillento claro (10YR 6/4). Se muestrea la unidad superpuesta al sustrato en el extremo izquierdo, y no se determina su potencia total. Está datado, como los subsiguientes, entre el 90 y el 40 a.C.

El **nivel IIIc** se muestreó a cota 20-25 cm desde la base del perfil 4. Es de limos y arcillas de color gris marrón claro (10YR 6/2). Forma agregados muy resistentes de color más claro que podemos asociar a un enriquecimiento en carbonatos. Escasa conchuela continental.

El **nivel IIId** se muestreó a cota 35-40 cm sobre la base, cerca del techo del testigo derecho. Se trata de agregados de arenas y limos masivos de color gris claro (10YR 7/2), con carbones tamaño grava, fragmentos de conchuela continental y algún gasterópodo continental. Las gravas, muy escasas, de caliza subredondeada, se asocian a los elementos estructurales que amortizaban el conjunto.

El resto de niveles que estudiamos se superponen a la estructura arqueológica en el perfil 5. Se trata de dos pasadas de arenas que identificamos con el nivel IV, y un estrato de limos y arcillas que sella el conjunto, el nivel V.

El **nivel IVa** es un paquete de 10 a 12 cm de arenas de color marrón muy pálido (10YR 8/2). Poseen una estratificación preferentemente horizontal, pero se identifican en el perfil algunos signos de estratificación cruzada. Coincide con la U.E. 103, que presenta pequeños carboncillos. Se apoya contra los muros del recinto por su paramento exterior, habiendo ofrecido un conjunto material bastante numeroso y variado, incluyendo numerosos restos óseos, que lo datan en un momento avanzado del s. I d.C.

El **nivel IVb**, coincidente con la U.E. 102, es de nuevo un nivel de arenas de unos 10 cm de espesor medio, muy compacto y de igual color al anterior, aunque sin carbones. Incluye manchones amarillentos y marrón grisáceo. Cubre la unidad anterior en contacto neto. Su sedimentación parece haberse producido al menos una centuria después del abandono del lugar, pues las piezas más modernas del registro localizado son un par de fragmentos de plato del tipo *sigillata* Clara A, que nos lleva al tránsito de los siglos I y II d.C.

El **nivel V** es un depósito de fracciones finas de unos 55 cm de espesor, definido por un sedimento de textura franca, bastante compacto y homogéneo, de color amarillo marrón (10YR 6/6) con algunos manchones de tono más oscuro (10YR 5/4). Cubre las unidades arriba citadas y la estructura principal. Sella la secuencia estratigráfica aunque su extremo superior está muy alterado por las transformaciones agrícolas. Incluye abundante material arqueológico de varios periodos desde época ibérica plena. Una cisterna caminera alto o bajo imperial abierta en este aporta una datación *ante quem* ya presentada.

9.4.2. Sedimentología

El **nivel I** es la base de la secuencia. Las muestras analizadas están constituidas por arenas con una pequeña cola de finos. Las fracciones arenosas se concentran entre 1,5 y 3 phi. Se identifican dos claros segmentos superpuestos que tienen sus respectivos máximos en 2 y 3 phi, de arenas medias; con un porcentaje en los puntos centrales de en torno a 30% en la primera y 15% en la segunda (Fig. 9.19). Ello pudiera indicar la existencia de dos flujos de diferente energía, superpuestos, transportando la fracción en saltación. El resto de fracción supone el 15%. Es heterométrica y constituye la cola arriba citada.

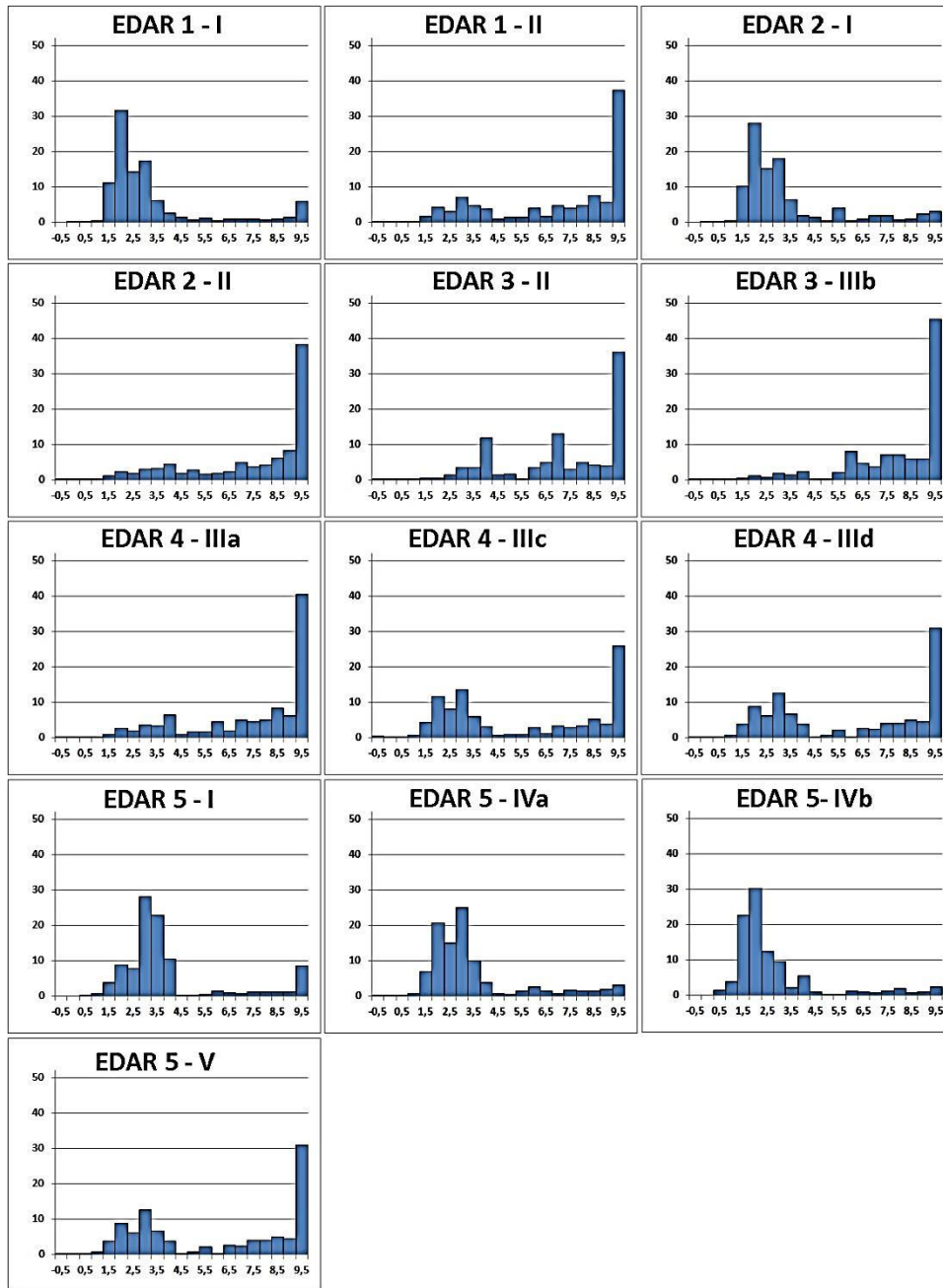


Fig. 9.19. Histogramas texturales de las muestras estudiadas en los perfiles de EDAR.

La curva probabilística de Visher muestra la existencia de dos claros segmentos (Fig. 9.20). El principal es el de la fracción en saltación, con una muy pronunciada pendiente, asociada a una muy buena clasificación. El secundario es un significativo segmento de transporte en suspensión. Pudiera asociarse a medios fluviales arenosos (Visher, 1969), pero también a

medios eólicos (Mycielska-Dowgiałło y Ludwikowska-kędzia, 2011). La curva acumulativa (Fig. 9.22), sutilmente sigmoidal, se asocia a una deposición que se ha realizado por exceso de carga, siendo la saltación el principal proceso de transporte.

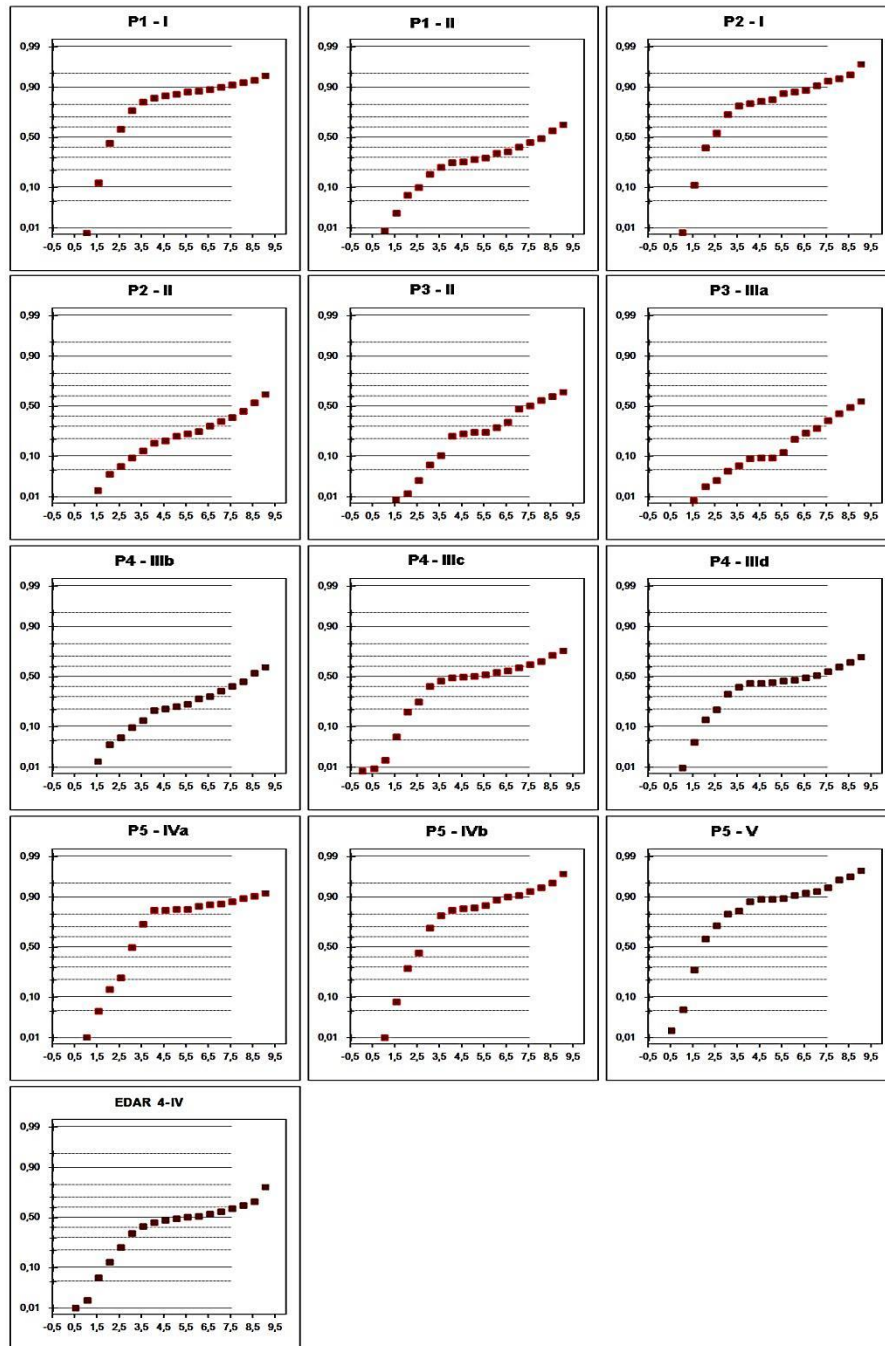


Fig. 9.20. Curvas semiprobabilísticas de distribución textural acumulada.

Los parámetros gráficos muestran que es un sedimento marcadamente leptocúrtico, dada la relevancia de la sección en las arenas, y con baja clasificación, en relación con la cola de finos apenas clasificados. La asimetría es positiva, muy marcada, también en relación con la citada cola (Tabla 9.2).

El análisis morfoscópico muestra que se trata fundamentalmente de arenas de cuarzo transparente redondeadas y mates (entre el 55 y el 50%), resultado de procesos eólicos, aunque se describe un 35-30% de cuarzillos brillantes angulosos o con estructura cristalina, incluso algunos jacintos de Compostela brillantes, procedentes de los sedimentos triásicos que afloran a lo largo de toda la cuenca del Vinalopó. El resto son calizas blancas, beige u ocre rodadas. La presencia de carbonato cálcico es muy baja, el 20%, así como el porcentaje de materia orgánica, en torno al 0,1%; excepto en el perfil 5, en el que la materia orgánica llega al 0,35%, tal vez en relación con la presencia de actividades humanas, ya que aquí este nivel sustenta las estructuras del s. I a.C.

Los rasgos texturales de las muestras de este nivel son singulares y no permiten una interpretación del todo concluyente acerca de su origen.⁷ Con todo, aun partiendo del elevado grado de indeterminación que la inconcreción del método textural ofrece, los datos estratigráficos y morfológicos disponibles son claros al respecto del origen fluvial de estos sedimentos. Son muy significativas la presencia de cuarzillos brillantes en el estudio morfoscópico, procedentes con toda seguridad de un medio de transporte hídrico, de pasadas de gravas rodadas descrita en la estratigrafía de los perfiles 1 y 4, y de ciertas facies arenosas en el perfil 5, que se corresponden con lechos planos con estratificación horizontal o cruzada de bajo ángulo, consecuencia de un incremento de la velocidad del medio fluvial sobre formaciones resultado de flujos turbulentos (Allen, 1968; Harmás y Fannestock, 1965; Carmona, 1990, 79; Bridge y Best, 1997). También se observan facies *foreset*, típicas de nuevo de flujos unidireccionales (Southard, 2006) que se pueden asociar a barras fluviales transversales o de fondo de canal (Carmona, 1990, 81 y 84). Consideramos estos sedimentos como resultado de la dinámica sedimentaria fluvial, que procesa sedimento de origen eólico.

⁷ Algunos indicadores texturales muestran que debe de tratarse de un sedimento eólico, otros son característicos de ambientes fluviales y algunos representan a ambos medios. En el primer caso están el porcentaje de fracción transportada en saltación y el punto de ruptura entre el segmento transportado en saltación y suspensión (Visher, 1969), las relaciones entre tamaño en phi medio y el tamaño del primer percentil (Friedman, 1979) y las relaciones entre asimetría y selección (Tripaldi y Limarino, 2008). Habría que matizar que estos autores proponen para estos sedimentos rasgos de simetría y moderada asimetría positiva (no es nuestro caso), y colas de finos muy por debajo de las aquí observadas. A favor de un origen hídrico de los sedimentos están el hecho de que los segmentos transportados en saltación presentan un punto de ruptura interna y los elevados porcentajes de fracción en suspensión (Visher, 1969). También se puede aducir, aunque como evidencia algo más endeble, que los tamaños medios de la fracción en saltación son moderadamente altos, por encima de 2,5 phi (Sun *et al.*, 2002). Por otro lado las distribuciones mesocúrticas y leptocúrticas, que indican la presencia predominante de una población de clastos que se transporta básicamente por saltación, pudieran ser tanto rasgos eólicos como fluviales (Anderson, 1987), así como las asimetrías positivas, ya que se trata en ambos casos de flujos unidireccionales. En el sentido de lo expuesto, existiría la posibilidad de que estos sedimentos posean una génesis mixta. La interacción entre procesos deposicionales eólicos y fluviales en regiones áridas y semiáridas ha sido documentada y objeto de atención por diversos trabajos que las asocian a procesos climáticos o dinámicos de difícil discriminación (Glennie, 1970; Langford y Chan, 1989; Tripaldi *et al.*, 1998; Svendsen *et al.*, 2007; entre otros).

Las barras arenosas fluviales estudiadas se nutren de sedimentos depositados por el viento en la cuenca durante diversos periodos áridos del Cuaternario. Ello explica sin duda la presencia de arenas mate y los rasgos texturales próximos a los de sedimentos eólicos.

El **nivel II** es el estrato que sirve de base al muro de época ibero-romana en el sector occidental. Se trata de un depósito predominantemente arcilloso, masivo y horizontal a la base. Las escasas arenas poseen una distribución de tamaños proporcional a la anterior, por lo que podemos deducir que existe cierta relación entre ambas unidades. Incluye una significativa presencia de microcarbones asociables a actividades antrópicas. El porcentaje de materia orgánica se incrementa hasta el 0,5 - 0,6%, lo que podemos considerar tanto en relación con esta presencia humana como a discretos procesos de edafización. También se incrementa el porcentaje de carbonatos (entre el 40 y el 45%), como resultado de la presencia margas calcáreas en la fracción más fina. La alternancia de color revela procesos de hidromorfía edáfica, básicamente procesos de reducción del manganeso y el hierro (gris verdoso o azulado), alternando con procesos de oxidación (anaranjado u ocre en el hierro, negro en el manganeso).

La distribución textural muestra un segmento relevante en la fracción fina (por encima del 35%), lo que denota la presencia de procesos de decantación en un medio sedimentario hídrico. También hay acumulación en fracciones de mayor tamaño, aunque con porcentajes muy menores, que no parecen representar procesos de transporte significativos, puntuales transportes de baja energía. En el caso particular de la muestra del perfil 3, en el centro de la estructura arqueológica, se documentan dos picos en limos finos y gruesos que pudieran responder a cierta incidencia de los aportes antrópicos o eólicos. La curva acumulativa es siempre hiperbólica, y los parámetros gráficos muestran un tamaño medio en fracción limo fino, con muy baja clasificación, platocurtosis y asimetría negativa muy marcada, que podría estar en relación con la disminución de la energía del medio (McLaren y Bowles, 1985).

La curva probabilística presenta dos segmentos de moderada pendiente, siendo el más relevante el que afecta a la fracción transportada en suspensión. Podría asociarse a medios de elevada densidad (Visher, 1969), pero se acerca, por la pendiente de en torno a los 45 grados del segmento en saltación, a un modelo descrito como de llano de inundación (Mycielska-Dowgiałło y Ludwikowska-kędzia, 2011).

El **nivel IIIa**, en el extremo derecho del testigo, perfil 4, está constituido por arcillas con escasas arenas y limos. El porcentaje de arcillas finas es elevado, por encima del 40%. Ello indica un predominio absoluto de los procesos de decantación en aguas tranquilas, aunque se observan determinados picos en arenas finas y limos que vienen a alterar sus rasgos. El porcentaje de materia orgánica se sitúa en torno al 0,43%. La curva acumulativa y los parámetros texturales son idénticos a los del nivel de sustrato, excepto en la curtosis, ya que presenta una platocurtosis más moderada. La curva Visher posee también rasgos muy similares a los del nivel II del perfil 2. Muestra pues semejanzas con los niveles interpretados como basales, incluso en su color.

En el **nivel IIIb** la distribución de los porcentajes por tamaños de fracción permite observar una muy baja clasificación en las fracciones mayores a la de arcillas más finas (tamaño medio en esta

fracción), que alcanzan el 37% del total. La gran acumulación en este tamaño hace que el parámetro de clasificación no sea tan bajo como en el resto de las muestras estudiadas en este nivel, y que a diferencia de estas tenga rasgos mesocúrticos. La curva acumulativa, la más tendida e hiperbólica de las estudiadas, indica que la decantación es el rasgo más determinante en el proceso de su sedimentación. La curva de Visser muestra un único segmento, que parece ser el resultado en su totalidad de procesos de suspensión, aquí con una ruptura en la curva que altera su morfología en torno a 4-5 phi. En este contexto, el porcentaje de arenas es, con diferencia, el más bajo de los analizados. Así pues, es un sedimento decantado en el contexto de ocupación arqueológica, con predominio, por el color, de condiciones de oxigenación, frente al anterior relleno, en el que fueron más importantes las de reducción.

La materia orgánica está presente en un porcentaje del 0,29%, bajo para lo observado en sedimentos en los que predomina la decantación y el contexto arqueológico. El porcentaje de carbonato cálcico, más elevado, sí que es coherente con esta serie de sedimentos.

El **nivel IIIc** es un sedimento de arcillas con arenas. Globalmente la distribución textural revela un carácter bimodal, al producirse una muy relevante acumulación en la fracción arcillas y una secundaria en las arenas. Estas últimas se concentran en las fracciones 2-3 phi, lo que sería indicativo de la existencia de un transporte con energía variable que permite la formación de dos modas en la fracción arenosa. Los parámetros texturales revelan un mayor tamaño medio, empeoramiento de la clasificación, asimetría positiva e incremento de la platocurtosis. La curva acumulativa sigmoidal y la presencia de tres claros segmentos en la curva probabilística (reptación, saltación y suspensión), muestran a su vez la existencia de flujos hídricos de variada energía. Arroyadas con cierta capacidad de carga y fases de decantación que asociamos a depósitos de escorrentías difusas. El porcentaje de materia orgánica es idéntico al anterior, pero desciende ligeramente el de carbonato cálcico.

El **nivel III d** es de arenas y limos masivos formando agregados, con carbones tamaño grava, algunos gasterópodos continentales y conchuela. Las gravas, muy escasas (2,21%), son de calizas subredondeadas. La fracción arenosa es similar a la que conforman todos los niveles III, aunque destaca en este caso la abundancia de microcarbones, que suponen toda la fracción arenosa por encima de 1,5 phi (más de 0,38 mm). A pesar de ello, el porcentaje de materia orgánica es el mismo, 0,43%. Los rasgos y parámetros texturales muestran una distribución que revela procesos sedimentarios similares a los que formaron el nivel anterior, pero de menor energía y sin fracción relevante en reptación. Se trata de una escorrentía difusa de muy baja energía, con condiciones de nuevo de cierta hidromorfía, según el color del sedimento.

Los **niveles IVa y IVb** está constituido por arenas muy similares a las descritas en el nivel I, aunque les separa un importante lapso temporal. Se trata de nuevo de arenas rodadas y mates de cuarzo translucido y blanco (55%), ocre y beige (5%), cuarzoes angulosos y cristalinos translúcidos brillantes (35%) y calizas rodadas (5%). El porcentaje de materia orgánica y carbonato cálcico son de los más bajos de la serie (suponen el 0,06-0,09% y en torno al 23% respectivamente).

La distribución textural de las arenas muestra dos picos en 2 y 3 phi. La clasificación es algo más elevada, pero en todos sus parámetros emparenta con el nivel I. En todo caso, la fracción media es

de mayor tamaño, y desciende la leptocurtosis. La fracción fina, en torno al 10%, es preferentemente limosa y no conforma una clara cola, lo que parece indicar que no ha habido procesos de transporte en suspensión relevantes en su formación. Pudiera esta fracción responder a procesos de iluviación desde niveles superiores. El menor tamaño medio, como se observa en el parámetro textural y en la curva acumulativa, podría acerca el sedimento a procesos eólicos según los modelos presentados en la nota 8. Con todo, los rasgos morfoscópicos y la curva probabilística son muy similares a los presentados para las muestras analizadas del nivel I, y han sido interpretados como fluviales. Recuérdese además las características estratigráficas descritas para este nivel.

El **nivel V** está constituido por limoarcillas. La acumulación principal se da en las arcillas más finas con una moda secundaria relevante en las arenas en torno a 3 phi. Es de muy baja clasificación, platocurtosis y asimetría moderadamente negativa, rasgos que la separan de los sedimentos arenosos y la acercan a las características de los sedimentos que constituyen el relleno final de la cubeta central. También la curva probabilística es muy similar a la presentada por estas muestras. La curva acumulativa es sigmoideal, y revela la existencia de procesos deposicionales por exceso de carga en dos o más fases. Podría tratarse de un sedimento formado por procesos bimodales o polimodales asociados a flujos hídricos de energía variable. El porcentaje de materia orgánica es moderadamente elevado, un 0,36%, así como el de carbonatos, el más alto del conjunto de muestras estudiadas.

9.4.3. Evaluación conjunta de parámetros texturales y de algunos rasgos sedimentológicos

Se ha establecido una serie de relaciones entre parámetros que permiten caracterizar mejor los niveles sedimentarios estudiados. Las relaciones entre tamaño medio y clasificación de los niveles de EDAR muestran la existencia de dos grandes grupos: los que se asocian a un eje decreciente oblicuo con una pendiente de 45° y los que se agrupan en torno a un eje de dirección y orientación opuesta (Fig. 9.21a). El primer grupo, que se corresponde con los sedimentos arenosos basales (nivel I) y aquellos que sellan las estructuras (nivel IV), se observa en ambientes sedimentarios en los que un incremento del tamaño medio se acompaña de una disminución de la clasificación. Es típico de ambientes deposicionales con gran variabilidad de energía (Mycielska-Dowgiałło y Ludwikowska-kędzia, 2011). Ello ocurre con frecuencia en canales fluviales según estas autoras, aunque también se pueden asociar a procesos eólicos (Wang *et al.*, 2003).

El segundo grupo, los niveles arcillosos (niveles III y V), se asocia a un modelo en el que el índice de clasificación textural disminuye en paralelo con el tamaño medio. Son medios con procesos de clasificación prevalentes en el rango de arena y fracciones limosas mal clasificadas, transportadas en suspensión. La acumulación tiene lugar durante el rápido descenso de la competencia del medio de transporte, por ejemplo en fases finales de inundaciones. Son típicos de llano de inundación, en particular cuando su tamaño medio es pequeño.

Las relaciones entre otros parámetros texturales, tales como asimetría y tamaño medio y asimetría y clasificación, no responden a modelos preestablecidos en trabajos previos, aunque presentan claras agrupaciones similares a las descritas (Fig. 21b y c).

La adaptación de la gráfica de C-M a nuestro caso muestra como los sedimentos arenosos basales y superiores (nivel I y IV) se asocian a procesos de saltación (Fig. 21d), las muestras de los niveles II

y IIIb son de facies de suspensión en llanos de inundación (facies *overbank-pool*), y el resto de las muestras presentan rasgos de transporte en suspensión homogénea (Passega y Byranjee, 1969).

Las relaciones entre porcentajes de materia orgánica y carbonato cálcico definen también dos grupos de niveles sedimentarios: el primero, más homogéneo, formado por las muestras arenosas con bajos porcentajes de ambos, tanto a base como a techo de la secuencia. El segundo agrupa más laxamente a los niveles en los que se produce la decantación o escorrentías, en las que predomina la fracción transportada en suspensión. Separada del resto encontramos la muestra del nivel I del perfil 5, en este caso, la riqueza en materia orgánica de estas arenas parece ser resultado de un uso humano directo de este nivel (Fig. 21e). Con todo parece claro un incremento de la materia orgánica en los niveles II y III que podríamos poner en relación con unas condiciones ambientales más húmedas.

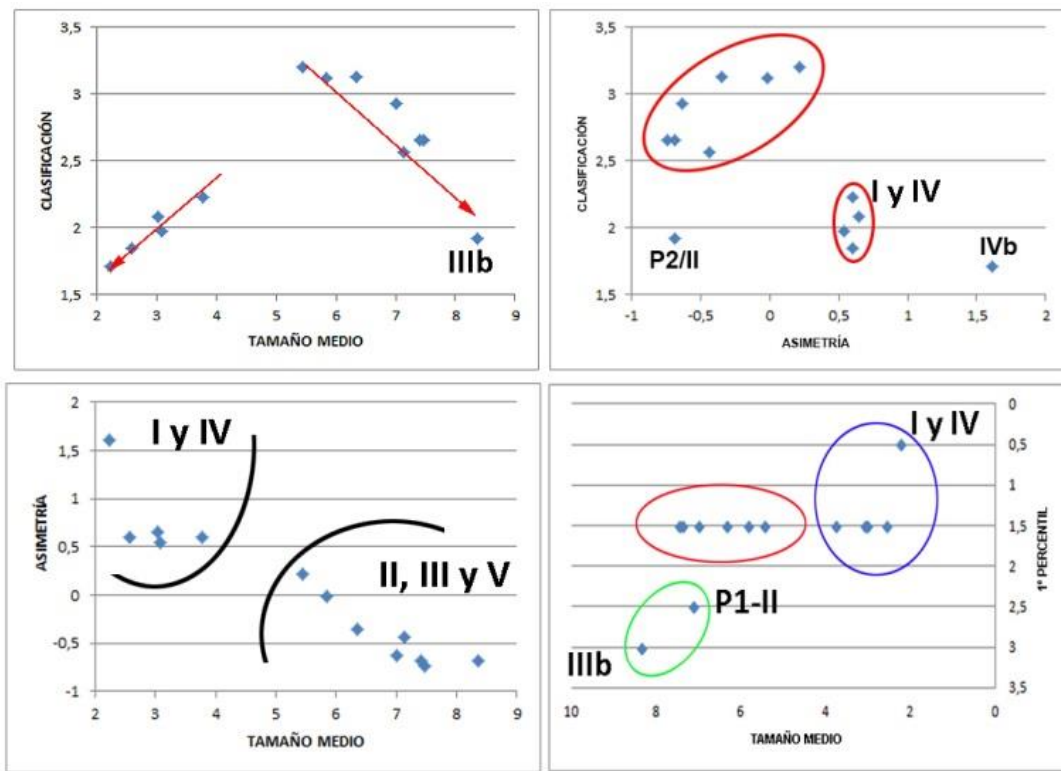


Fig. 9.21a, b, c y d. Relaciones entre parámetros texturales.

Las curvas acumulativas presentan tres tipologías, convexa o parabólicas a base en arenas fluviales, sigmoidal en arroyadas y llanos de inundación e hiperbólicas o cóncavas en sedimentos decantados (Fig. 22).

El análisis clúster del conjunto de variables texturales y químicas contempladas en nuestro estudio muestra a su vez tres grandes grupos de sedimentos: aquellos que identificamos con sedimentos arenosos bien clasificados, los asociados a rellenos aluviales más recientes (niveles IIIc y III d del perfil 4 y V del perfil 5), y los asociados a procesos de decantación (nivel II del perfil 1, 2 y 3, nivel IIIa del perfil 3 y nivel IIIb del perfil 4, Tabla 9.1).

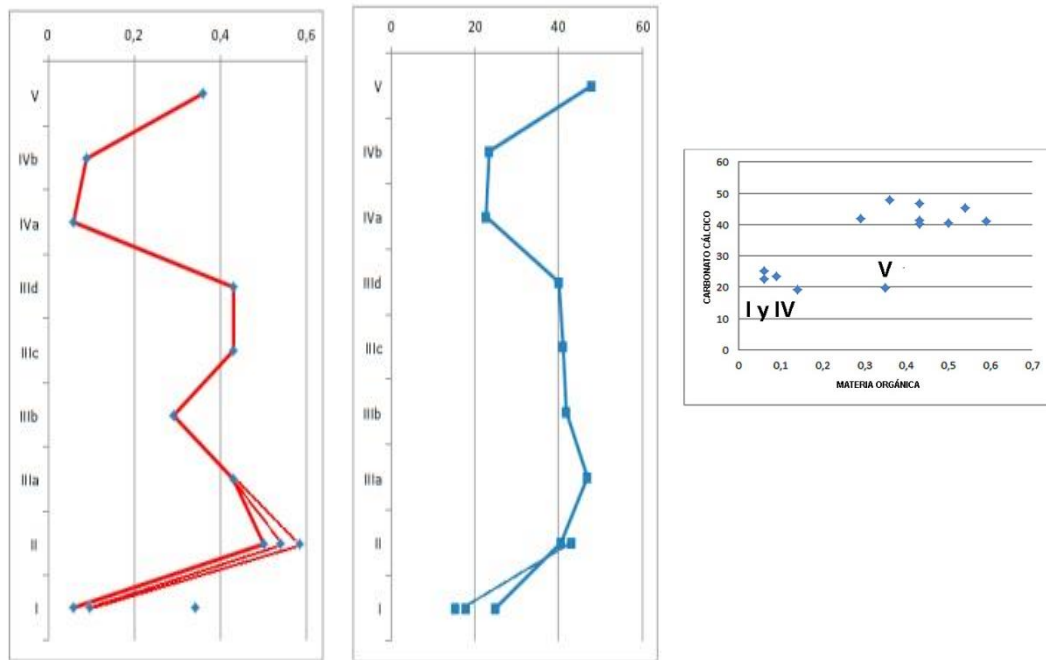


Fig. 9.21e. Perfiles de los porcentajes de materia orgánica (rojo) y carbonatos (azul) en EDAR. Gráfica en la que quedan recogidas sus relaciones.

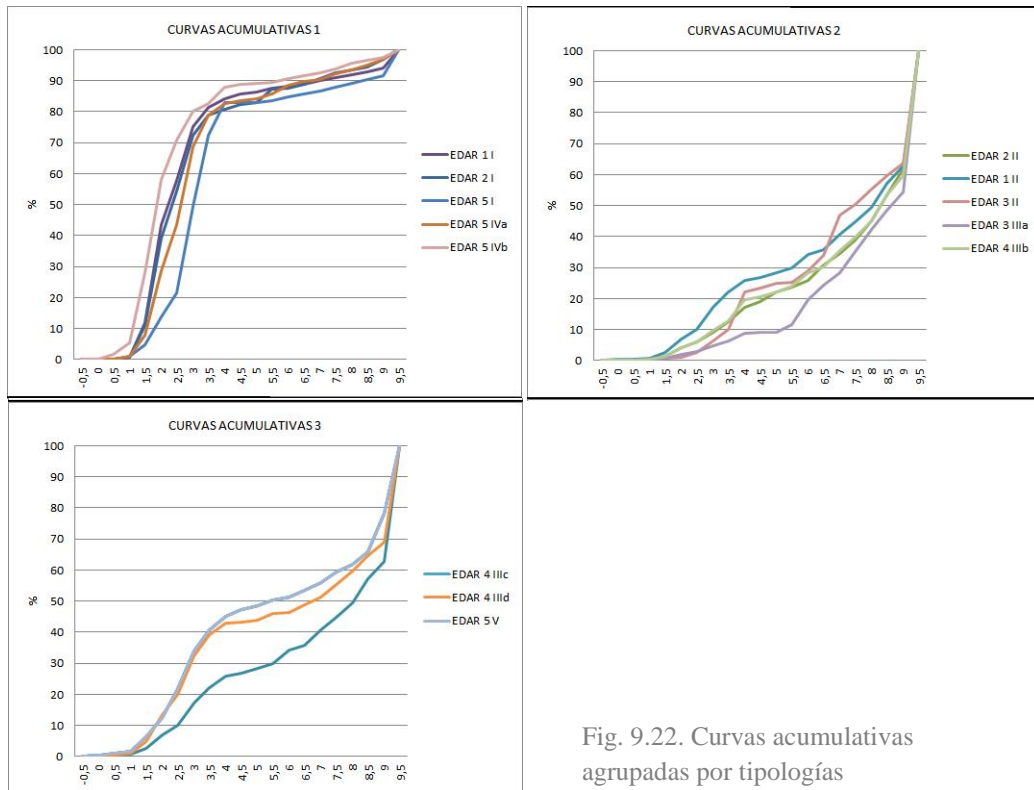


Fig. 9.22. Curvas acumulativas agrupadas por tipologías

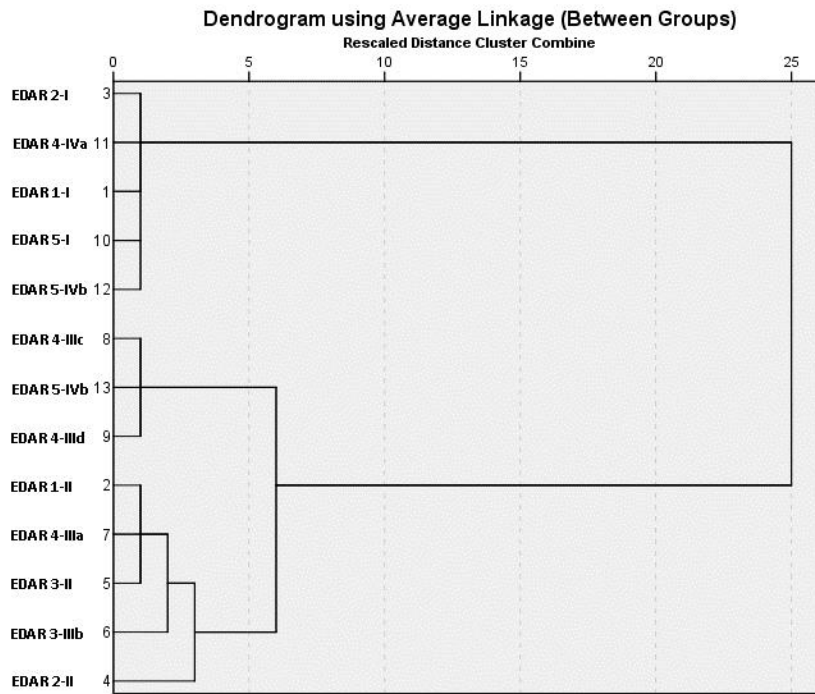


Tabla 9.1. Diagrama clúster con agrupaciones de las muestras estudiadas en EDAR.

NIVEL	ARENA	LIMOS	ARCILLA	MO	CARB.	MEAN	SORTING	SKEW.	KURT.
P1-I	84,26	6,8	8,94	0,14	19,24	2,581	1,851	0,599	2,636
P1-II	25,94	18,8	55,26	0,59	41,05	7,016	2,93	-0,63	0,583
P2-I	80,87	11,79	7,34	0,06	25,14	3,033	2,085	0,65	2,266
P2-II	17,04	21,87	61,09	0,5	40,61	7,478	26,58	-0,735	0,848
P3-II	22,04	28,2	49,76	0,54	45,27	7,14	2,562	-0,435	0,633
P3-IIId	8,76	26,53	64,71	0,29	41,98	8,355	1,919	-0,683	1,084
P4-IIId	19,52	20,43	60,05	0,43	46,85	7,399	2,661	-0,68	0,895
P4-IIId	48,62	13,04	38,34	0,43	41,25	5,45	3,201	0,218	0,499
P4-IIId	42,96	12,48	44,56	0,43	40,27	6,349	3,134	-0,349	0,504
P5-I	82,9	4,98	12,12	0,35	19,88	3,772	2,233	0,6	3,108
P5-IVa	82,68	9,53	7,79	0,06	22,74	3,089	1,977	0,54	2,244
P5-IVb	87,97	5,75	6,28	0,09	23,49	2,246	1,708	1,613	2,316
P5-V	45,15	14,21	40,64	0,36	48,01	5,839	3,12	-0,014	0,522

Tabla 9.2. Datos texturales y sedimentológicos de las muestras analizadas.

9.5. Discusión

El conjunto de datos procedente de las terrazas fluviales de las Agualejas y del yacimiento arqueológico de EDAR permiten llevar a cabo una propuesta cronoestratigráfica para la zona (Fig. 9.23 y 9.24. Tabla 9.4).

Las formaciones edáficas y eólicas identificadas en el **techo de la terraza T2** demuestran una dinámica ambiental muy contrastada al final del Holoceno inferior e inicios del Holoceno medio. A fases áridas les suceden periodos húmedos que permiten, en un área seca como la que es objeto de estudio, la formación de suelos. Es probable que durante este proceso se hubiera producido el encajamiento de este nivel de terraza.

La superficie erosiva sobre la que se asientan los poblados y estructuras desde el 5 al 2,2 ka cal BP informa de procesos de desmantelamiento del techo de la terraza, posiblemente ligados a una fase de activa morfogénesis previa al 5 ka cal BP, y de un periodo de aislamiento de la terraza respecto de la dinámica sedimentaria de unos 3000 años.

Tras el encajamiento de la terraza, y en relación con esta fase morfogenética, se habrían incrementado los procesos de acreción y tendría lugar el inicio de la formación de la **terrazza T3**. Las cuatro unidades superpuestas identificadas tendrían una datación coherente según el principio de sucesión estratigráfica. Gran parte de la primera unidad sería contemporánea o posterior a la Edad del Bronce, del 4000 BP en adelante (Fig. 9.24). La segunda coincide con el periodo ibérico pleno, el ibero-romano y el romano alto imperial. La tercera se formó en la transición entre el Alto y el Bajo Imperio. Finalmente, la última unidad iniciaría su formación en época bajo imperial, del 1,7 ka cal BP en adelante.

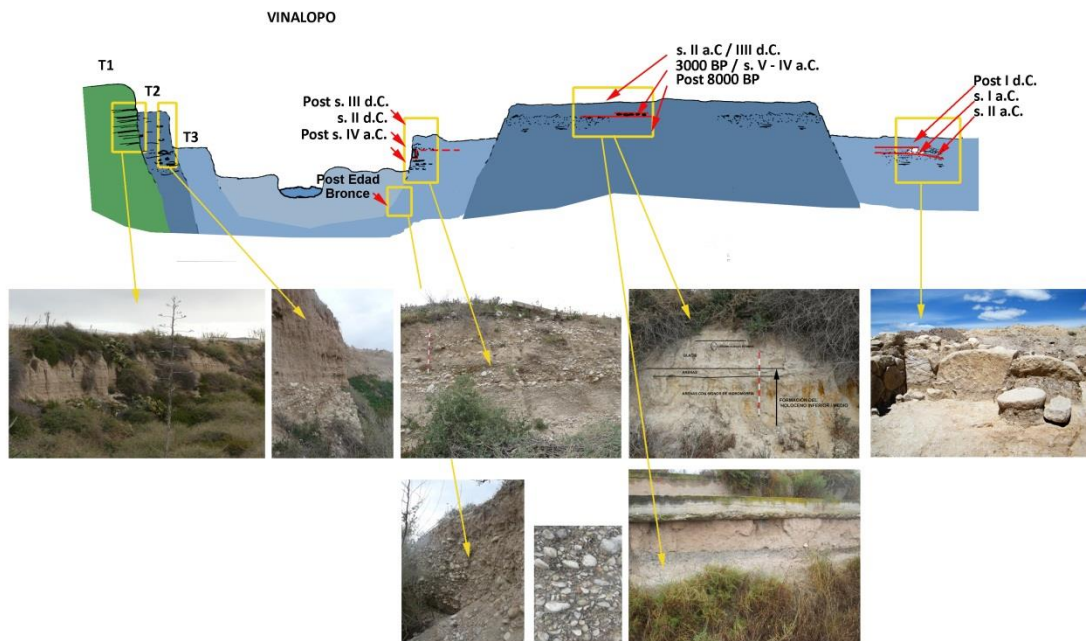


Fig. 9.23. Esquema de la secuencia de terrazas en las Agualejas, incluyendo el yacimiento arqueológico de EDAR.

Esta dinámica de agradación no ha sido continua en el tiempo, pues parece intuirse fases intermedias de estabilidad y/o encajamiento. No sabemos si entre la unidad basal y la segunda hay alguna fase de estabilidad ambiental. Cabe señalar que estamos encontrando someras formaciones edáficas entre el s. VI y IV a.C. en la cuenca baja del Vinalopó (aún en estudio) que pudieran indicar una fase de cierta estabilidad ambiental aquí no documentada.

Los procesos de agradación que conforman la unidad B tendrían una datación del ibérico pleno avanzado, al menos en su parte superior, aunque su construcción culmina en época romana alto imperial. Coincidirían en parte con una fase de intensa ocupación que se desarrolló entre los siglos VI y III a.C.

Es en esta parte de la secuencia fluvial en la que se inserta la estratigrafía del yacimiento de EDAR, que viene a aportar una visión más detallada del periodo que va desde el s. III a.C. al II d.C. El nivel I de los perfiles 1, 2 y 5 forma parte de un estrato basal constituido por arenas bien clasificadas de medio fluvial de hasta el s. III a.C., resultado de un proceso de agradación lenta.

La unidad sedimentaria subsiguiente, formada por los niveles II de los perfiles 1, 2 y 3, responde a un modelo sedimentario totalmente distinto en el que se produce la sedimentación por procesos de decantación en condiciones de hidromorfía que hace que los sedimentos presenten tonos de bajo croma, que denotan procesos de reducción (continua o estacional); así como un moderado porcentaje de materia orgánica. Sondeos llevados a cabo en la zona de EDAR antes de la excavación muestran que el área donde aflora es relativamente extensa en el contexto de la terraza T3 (Segura *et al.*, 2012).

La datación de este nivel permite establecer que el ambiente hidromorfo se habría formado al menos desde el siglo II a.C. (entre el 180 y el 150 a.C.). La topografía de esta unidad estratigráfica está alterada por la apertura de una pequeña cubeta que interpretamos como antrópica, por sus dimensiones y geometría, así como por la inmediatez cronológica entre los procesos de formación y colmatación. Se abrió entre el 100 y el 80 a.C. con el objeto de que aflorara el agua en el área delimitada por los muros de una estructura.

Los rellenos basales de la cubeta documentados en contexto arqueológico, identificados y estudiados en el perfil 3 y 4 (nivel IIIa y IIIb), se habrían formado con posterioridad a la construcción de la citada estructura. Estos primeros rellenos indican que se produce de nuevo procesos de decantación, por lo que parece claro que el muro que delimita el espacio cierra en esos momentos un área encharcada sin apenas alteración en los procesos sedimentarios. Destaca el hecho de que en el caso del segundo relleno el color expresa unas condiciones de oxidación que pudieran ser evidencia de un cambio sutil, un puntual descenso del nivel freático.

Los rellenos superiores, los estudiados a 20 y 35 cm respectivamente sobre la base del relleno (niveles IIIc y IIId del perfil 4), se formaron antes del 50-40 a.C. en condiciones sedimentarias diferentes, ya que parecen ser el resultado de escorrentías de muy baja energía. Estas pudieran estar en relación con cambios en las condiciones ambientales: un descenso del

nivel freático y la reactivación de los procesos de agradación. Los rasgos del primer subnivel parecen indicar que se trata de un sedimento depositado en condiciones subaéreas. No así el nivel que sella la secuencia, que vuelve a tener rasgos cromáticos anaeróbicos.

Las formaciones de arenas superiores, los niveles IVa y IVb del perfil 5, se corresponden con sedimento arenosos que emparentan con los basales. El primer subnivel se depositó en un momento avanzado del siglo I d.C. y el segundo en el tránsito entre el siglo I y el II d.C. Por sus rasgos parecen ser de nuevo sedimentos fluviales, que formarían parte del techo del segmento B de la T3. Sus características, como en el caso de las arenas del nivel I, parecen indicar que se trata de procesos de agradación lenta.

La serie de sedimentos de la unidad B en la terraza T3, que coincide con la formación hasta ahora vista en EDAR, culmina con un parón sedimentario en torno al s. II d.C., fase de estabilidad que habría permitido la construcción de la estructura de conducción de agua de esa datación.

La secuencia en EDAR finaliza con un sedimento formado por arroyadas difusas depositado entre el siglo II d.C. y el siglo V d.C., aunque es muy posible que se formara al principio del periodo bajo imperial. Sería pues contemporáneo a parte de las subsiguientes unidades de la Terraza T3 y a los mantos de arroyada documentados en las excavaciones de la villa romana de la Agualeja. Efectivamente, en la unidad C de la terraza T3 se deposita un conjunto de sedimentos de colada expresión de un evento de activa morfogénesis con fecha posterior al s. II d.C. y sobre la terraza antigua T2 se habrían formado los mantos de arroyada entre el siglo I a.C. y la primera mitad del siglo III d.C. en la villa.⁸

Según nuestro criterio todos estos procesos podrían ser coincidentes en el tiempo y expresión de un evento sedimentario singular que fue capaz de construir un depósito sedimentario sobre la terraza T2, tras 3000 años sin apenas actividad sedimentaria.

⁸ Han sido descritos también en la excavación del Arenero (Abad, Sala y Alberola, 1998, 17).

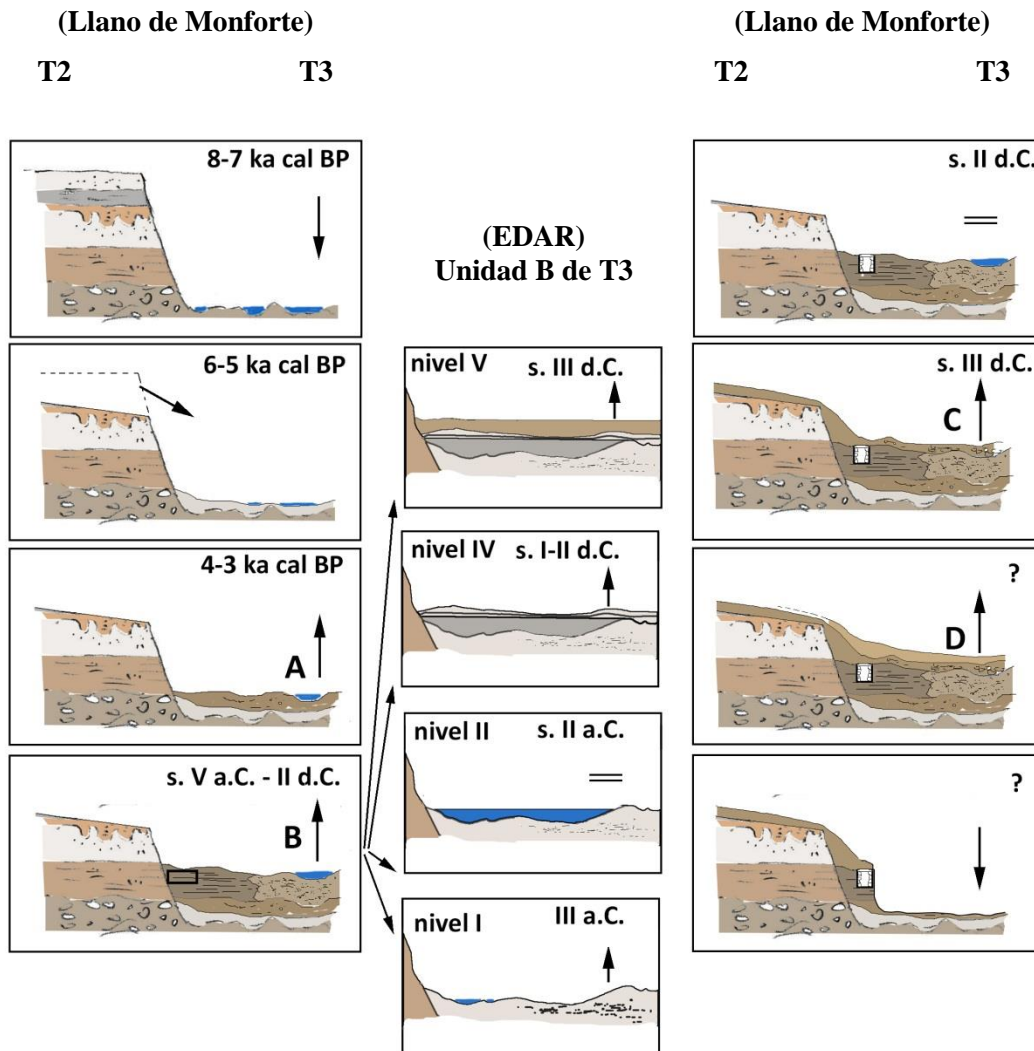


Fig. 9.24. Hipótesis interpretativa de la sucesión de fases sedimentarias de las terrazas de las Agualejas y del yacimiento de EDAR. Terraza alta T2,

9.6. Interpretación de la dinámica fluvial reciente

El estudio del techo del nivel de terraza T2 y de la terraza T3, así como de los sedimentos en contexto arqueológico, nos permite interpretar el periodo que va desde el Holoceno medio al 1500 BP como una fase de activa morfogénesis fluvial en el ámbito del Vinalopó medio, en relación con unas condiciones ambientales desfavorables, ya fueran climáticas o derivadas de una intensa presión humana sobre la cuenca desde al menos la Edad del Bronce.

La erosión documentada a techo de la terraza T2, anterior al 5 ka BP parece indicar que los procesos de aridificación ambiental, que caracterizan al Holoceno superior y que dan lugar a una activa morfogénesis, son algo más tempranos. Aunque globalmente se observa una disminución de la insolación después del 6,0 ka cal BP (Andersen *et al.*, 2004; Wanner *et al.*, 2008 y 2011, Balestra *et al.*, 2013) son pocas las evidencias que señalan condiciones de marcada aridez antes del 5,5 ka BP (Fernández *et al.*, 2007). Es posible pensar en un evento árido singular, por ejemplo el documentado en torno al 5,9 ka cal BP a escala global y regional (Bond *et al.*, 2001; Frigola *et al.*, 2007; Fletcher y Zielhofer, 2013). El hiato sedimentario de 3000 años sobre la terraza T2 indica que se trata de un espacio fuera de la dinámica sedimentaria, lo que en todo caso, refuerza la significación y relevancia del evento que dio lugar a la sedimentación documentada entre los s. I y III d.C.

El esquema propuesto para la terraza T3 parece coincidir de manera genérica con los modelos paleoambientales vigentes, ya que se han descrito procesos de agradación a partir del 5,0 ka cal BP, que se habría intensificado antes del 3,0 ka cal BP (Martínez Cortizas *et al.*, 2005; Fletcher y Sánchez Goñi, 2008, entre otros). Es también coherente con los procesos los sistemas fluviales de medios semiáridos peninsulares, aunque no hay acuerdo en torno a su significación climática (Uribelarrea y Benito, 2008; Calmel-Avila *et al.*, 2009; Constante *et al.*, 2011), y coincide en sus rasgos cronoestratigráficos con unidades de terraza estudiadas en lugares tan dispares como el abanico de Lorca, el valle del Ebro o el del Jarama (Silva *et al.*, 2008; Constante *et al.*, 2010; Wolf *et al.*, 2013a).

El sistema sedimentario fluvial muestra un comportamiento complejo. Los procesos de agradación se habrían producido de forma discontinua en el tiempo, con fases intercaladas de baja actividad, al menos en dos ocasiones en torno al II a.C. y el II d.C.

En el yacimiento la dinámica sedimentaria muestra con detalle los procesos a partir del III a.C. Se inicia a base con la formación de barras y fondos de canal de arena hasta el s. III a.C., asociada a procesos de agradación pausada. En el periodo que va entre el siglo II y I a.C. (entre el 180 y el 50 a.C.) predominan los procesos de decantación en ambientes encharcados en el sector más bajo del valle, en el área del territorio donde se generaliza la terraza T3.

Estudios paleoambientales llevados a cabo en medios fluviales documentan procesos de agradación de bajo impacto en una fase climáticamente fresca y húmeda, que se entendería desde 2,6 ka BP hasta el menos el cambio de Era (Peña Monné *et al.*, 2005; Constante *et al.*, 2010; Bellin *et al.*, 2013; Wolf *et al.*, 2013a). Rasgos que también se observan en medios lacustres (Martín Puertas *et al.*, 2009; Gutiérrez *et al.*, 2013; Oliva y Gómez-Ortiz, 2012;

Currás *et al.*, 2012; Jiménez-Moreno *et al.*, 2013; Corella *et al.*, 2013, entre otros). En algunos de estos estudios los procesos de agradación de baja energía se interpretan como motivados por la acción humana. Este parece ser el caso en la zona de estudio, donde estos procesos coinciden con fases de intensa ocupación, y se reducen a partir del siglo III a.C., momento en el que la presión humana sobre el medio se reduce y puede desarrollarse un pequeño humedal en una zona marginal del cauce, resultado en última instancia de la recuperación de la cubierta vegetal y los suelos en la cuenca, al reducirse la superficie de uso agropecuario. La acreción previa en el canal y las dificultades de drenaje en este sector, en relación en parte con la barrera que constituye el estrecho de Tabaià y la proximidad de las desembocaduras de afluentes, habrían favorecido en esa época el afloramiento freático en un contexto de cauces poco incididos.

El vaciado antrópico descrito en el nivel lacustre, en el contexto del complejo ritual del siglo I a.C., parece indicar que el nivel freático está en descenso, como resultado de una reducción de los aportes hídricos y/o el incremento del aporte sedimentario. Los procesos de relleno descritos entre el 90 y el 40 a.C. y su amortización en torno al año 50 a.C. vienen a apoyar esta hipótesis. Ahora bien, los cambios en la estructura del poblamiento podrían estar detrás de esta destrucción, sin necesidad de vincularla a procesos ambientales (Grau y Moratalla, 1997).

Durante la segunda mitad del s. I d.C. y el tránsito al s. II d.C. se reactivan los procesos sedimentarios fluviales de agradación, como confirman los sedimentos fluviales de barra arenosa de EDAR. Procesos que coinciden con la instalación de las primeras villa romanas altoimperiales y con los mayores cambios en la organización del territorio (Molina Vidal, 2002). En Zoñar se documentó un incremento de la sedimentación en el cambio de Era que en un primer momento se interpretó como resultado de unas condiciones climáticas áridas (Martín-Puertas *et al.*, 2009) y posteriormente como asociado a la presión antrópica (Martín-Puertas *et al.*, 2010).

La fase de estabilidad que deducimos de la construcción de la acequia de la T3 en el s. II d.C. parece indicar que las condiciones ambientales favorables perduran y vendría a confirmar que los procesos sedimentarios del cambio de Era son respuesta directa a la acción humana. Tras el primer impacto de las roturaciones romanas altoimperiales el sistema habría recuperado unas condiciones de cierto equilibrio en condiciones ambientales aun favorables. Efectivamente algunos autores prolongan la fase de relativa humedad hasta bien avanzada nuestra Era (Martín Puerta *et al.*, 2009, Peña *et al.*, 2005).

La formación de la unidad sedimentaria C de la terraza T3, las arroyadas difusas del techo de EDAR y el nivel de aluvión de la villa de la Agualeja marcan el final de la fase de estabilidad sedimentaria. Creemos que todos estos depósitos son expresión de un evento de activa morfogénesis datado en una época alto imperial más avanzada, entre los siglos II y III d.C. Se ha documentado un evento climático árido entre el 1,9 y el 1,3/1,2 ka BP con el que pudiera estar relacionado (en modelos globales: Wanner *et al.*, 2011; en modelos para la península basados total o parcialmente en sondeos marinos: Cacho *et al.*, 2001; Frigola *et al.*, 2007; Bellin *et al.*, 2013; Fletcher *et al.*, 2013; en registros lacustres: Valero-Garcés *et al.*, 2008; Jiménez-

Moreno *et al.*, 2013; y sistemas fluviales: Calmel-Avila *et al.*, 2009). Al tiempo, existen evidencias arqueológicas de una intensificación de la presión humana sobre el medio aunque con un cierto desfase. Efectivamente, la ocupación de este territorio se habría producido con intensidad a partir del siglo III y IV d.C. (Tendero Porras *et al.*, 2014; Molina Mas, 2015).

A techo de la terraza T3 predominan las facies de baja energía, preludio a los procesos de encajamiento posteriores. La presencia de cerámicas medievales sobre este nivel de terraza parece indicar que su formación culminó con anterioridad, posiblemente en relación con una nueva fase de encajamiento, que la individualizará, y que se asociará a un clima más húmedo posterior a época romana. Pudo producirse a partir del siglo V y VI d.C., cuando se reduce de nuevo la presión del medio y se instalan probablemente condiciones más húmedas, propuestas en Bartolomé *et al.* (2012) en un estudio isotópico del hielo pirenaico y Wolf *et al.*, (2013a) a partir de las formaciones edáficas en el valle del Jarama.

A la luz de lo expuesto es posible afirmar que el llano de Monforte, en especial las Agualejas, ha tenido una dinámica sedimentaria muy activa a lo largo de los últimos milenios en el marco de unas condiciones ambientales áridas a partir del 6/5 ka cal BP y de la interacción compleja de la acción humana a partir del 4 ka cal BP.

Se observa un impacto antrópico directo en el sistema sedimentario. Se intuye para la Edad del Bronce, aunque coincidiendo con un periodo ambiental de marcada aridez, y en época ibérica, condicionando con rasgos climáticos que favorecen la biostasia. Es segura para época ibero-romana y romana, periodo en el que la intensidad en la ocupación humana del territorio en la cuenca es determinante para la activación de los procesos sedimentarios fluviales en un contexto climático menos árido.

En el periodo tardorromano se observa un desfase entre procesos de agradación y el incremento de la presión humana que impide establecer una relación directa entre ambas variables. Ello nos lleva a proponer que estos procesos sedimentarios pudieran responder a cambios ambientales tras el final de la fase húmeda o estar en relación con un evento árido (Tabla 9.4).

Es posible plantear la hipótesis de que fueron los eventos áridos que caracterizan el Holoceno superior los responsables de algunos de los procesos documentados, tales como la erosión en el techo de la terraza T2 y este último evento sedimentario, ambos en relación con los fenómenos datados en el 5,9 y el 1,7 ka cal BP, respectivamente. Con todo, cabe recordar que las características de los *proxies* secundarios que estudiamos y la falta de una cronología de alta resolución no permiten una aproximación más fina a la cuestión paleoclimática.

		6 BP		5 BP		4 BP		3 BP		2.5 BP		2 BP		1,4 BP	
TERRAZA T2	Unidad 1	Unidad 2	Techo T2	Erosión del techo		Ocupación sobre el techo						Mantos de arroyada			
	¿? Tardiglaciar	Holoceno inferior edículos / Suelos	5000 BP	Siglo VI-IV a.C.		II-I a.C.		Entre II-I a.C. y siglo III d.C.							
TERRAZA T3	Unidad A		Unidad B		Unidad C		Unidad D								
	± 4000 BP		¿?		s. V-IV a.C.		¿?		s. II d.C.		Coladas posterior al siglo II d.C.				
EDAR	Unidad I		Unidad II y III		Unidad IVa y b		Unidad V								
	III a.C.		II-I a.C.		2ª mitad s. I d.C.		s. II a V d.C.								
PRESIÓN HUMANA	OCUPACIÓN INTENSA		¿?		OCUPACIÓN INTENSA		BAJA OCUPACIÓN		OCUPACIÓN INTENSA		¿?		OCUPACIÓN INTENSA		
CLIMA	Evento 6 ka BP														
													Evento		

Tabla 9.4. Propuesta interpretativa de la secuencia cronoestratigráfica

9.7. IMPLICACIONES ARQUEOLÓGICAS DEL ESTUDIO

9.7.1. Un espacio ritual en torno al agua en un área sacra ibérica

Desde el punto de vista arqueológico el estudio realizado viene a confirmar la existencia de un afloramiento del acuífero durante los siglos II y I a.C., en un interfluvio de un valle de cauces poco encajados en el que predominan las formaciones arenosas, en forma de barras laterales y fondos de canal. Este afloramiento fue aprovechado por las comunidades humanas para llevar a cabo prácticas rituales en relación con el agua, primero al aire libre, durante el siglo II a.C. y después, y durante en torno a 50 años, en el marco de un edificio o estructura construido con restos escultóricos procedentes de un espacio funerario inmediato de época ibérica plena.

Esta estructura recuerda, aunque de un modo simple o básico, a la organización interna de los recintos sagrados mediterráneos destinados al culto al agua (Fig. 9.15), más si cabe si se tiene en cuenta la estructura destinada para el mismo uso del siglo II a.C. excavada en el Camino del Río. Se habría utilizado para el desarrollo de ritos y liturgias en los que se habrían usado alimentos y diversos recipientes cerámicos (Olmos *et al.*, 1992, 110; Llobregat, 1981, 161; Egea Vivancos, 2010, 132).

La construcción de la cerca delimitadora del espacio sacro pretende dar perdurabilidad y relevancia paisajística a la surgencia ya frecuentada. La comunidad pretendió levantar un auténtico *témenos* en torno al manantial, fortaleciendo su carácter singular y su poder de atracción, favorecido por su localización al lado de un eje caminero tradicional, en relación con el posible paso de la Vía Augusta por el Camino del Río (Segura *et al.*, 2012, Fig. 9.24); en unas fechas en las que la descomposición de la sociedad ibera se presenta inminente, como si de algún modo se reivindicara la personalidad cultural del grupo frente al proceso de aculturación. Resulta tentador al respecto relacionar este episodio con la recuperación del carácter simbólico de las viejas esculturas de toros, colocando sus fragmentos en las paredes del recinto, aunque parece una hipótesis poco sostenible, pues las piezas más relevantes no eran visibles en ningún caso por los participantes de los rituales (Segura *et al.*, 2012). En todo caso, la presencia de la necrópolis y zona funeraria del ibérico pleno y del área sacra de época ibero-romana confirma que este espacio, inmediato al río, posee una gran relevancia simbólica para estas comunidades hasta la plena implantación de la cultura romana.

Es al respecto interesante analizar como el espacio, que podemos considerar sacralizado (Santos *et al.*, 1997), varía en sus rasgos a lo largo de un amplio periodo que podemos considerar de cierta unidad cultural, que va desde el ibérico antiguo en el siglo VI a.C. hasta el periodo ibero-romano en el s. I a.C.

En el periodo ibérico antiguo y pleno el medio se correspondería con un llano constituido por niveles de terraza próximos a un curso fluvial *braided* en una confluencia de caminos. Las prácticas de sacralización, en este caso a través de la creación de un espacio funerario, de memoria y vínculo con los antepasados, tienen que ver con la apropiación del área y están en relación compleja con otras funciones, que en parte explicarían su posición relevante en la articulación del territorio (López Bertran, 2007).

El carácter sagrado de este espacio se expresa en la representación escultórica del toro, defensor del grupo y sublimación del guerrero (Delgado Linacero, 2002) y en las prácticas y elementos gestuales fundamentales de identidad cultural, que tienen que ver con el consumo de alimentos y la acción purificadora y de nexo de unión entre el mundo terrenal y el inframundo del fuego de los encachados y del agua que aporta el curso fluvial (Llobregat Conesa, 1981; Olmos *et al.*, 1992; Egea-Vivancos, 2010).

A partir del siglo III a.C. el paisaje físico cambia como resultado de variaciones en las condiciones ambientales y en la presión humana sobre la cuenca, que dan lugar a la aparición de ambientes anfibios, al menos un modesto humedal en la zona que ocupa actualmente la estación de EDAR de Monforte. El agua aflora en las inmediaciones del lugar sagrado y adquiere una nueva relevancia en los ritos y prácticas con la construcción de las estructuras del siglos II y I a.C. de los yacimientos de Camino del Río y EDAR, descritas en este capítulo. Parece pues que la sacralización del territorio es un proceso cultural en el que los elementos naturales del medio son instrumentalizados a través de construcciones de ritos y gestos que pueden variar en el tiempo y que dan fisicidad a un hecho cultural que trasciende lo material.

10. CONCLUSIONES

El estudio geoarqueológico de cuatro yacimientos holocenos de las comarcas meridionales del País Valenciano nos ha permitido realizar un conjunto de aportaciones científicas respecto a la metodología aplicada, los rasgos paleoambientales del territorio y los procesos culturales y arqueológicos. Desde el punto de vista metodológico ha sido posible contrastar la utilidad de las técnicas sedimentológicas texturales en la determinación de los procesos que dieron origen al registro sedimentario y arqueológico, aunque hemos observado algunas limitaciones del método que, lejos de constituir una herramienta exacta para determinar la génesis de un sedimento, exige interpretación.

Desde el punto de vista paleoambiental los procesos deposicionales documentados han hecho posible elaborar una propuesta sobre los sucesivos ambientes sedimentarios en los que se integran los yacimientos. Se puede poner esta secuencia en relación con fases morfogénicas de reexistencia o biostasia, que a su vez estuvieron condicionadas o determinadas por el clima predominante. Ello hace viable proponer un modelo paleoambiental y paleoclimático para las fases del Holoceno y los eventos que lo caracterizan, aun a partir de *proxies* secundarios y secuencias de baja resolución. Con una aproximación en la que se intuye un comportamiento diferente de la zona semiárida de *llanos y piedemontes* del interior y litoral meridional con respecto de la zona subhúmeda de las *montañas y valles* septentrionales.

De igual modo, la caracterización del registro litoestratigráfico y sedimentológico de los sedimentos naturales y antrópicos, permite llegar a conocer aspectos relevantes de los procesos arqueológicos y culturales, así como de la compleja interacción entre las sociedades humanas y las condiciones ambientales.

El estudio geomorfológico y estratigráfico ha demostrado ser fundamental para la determinación de los ambientes sedimentarios implicados en los procesos de transporte y deposición. Los contextos arqueológicos han aportado un marco cronológico básico para elaborar modelos cronoestratigráficos.

En Cova d'En Pardo el trabajo arqueológico se basó en los niveles litoestratigráficos, que resultaron de gran utilidad para llevar a cabo la excavación, ya que estos niveles coinciden *grosso modo* con fases culturales. Con todo, la secuencia estratigráfica en la cueva es compleja, ya que los procesos sedimentarios y postdeposicionales han dado lugar a importantes cambios en el registro sedimentario y arqueológico, sin llegar a invalidar la propuesta cronoestratigráfica derivada del estudio de los perfiles. Los niveles basales son el resultado de su funcionamiento como trampa de sedimentos, en el que se intercalan fases de sedimentación con otras de no sedimentación y erosivas. A techo de la estratigrafía, donde predominan los procesos sedimentarios antrópicos, existen importantes remociones humanas que alteran la secuencia. Nuestro análisis detallado ha sido clave para hacer interpretaciones más exactas que las que se derivarían de una primera aproximación desde el principio de sucesión estratigráfica.

En otros yacimientos, como en Benàmer y la Illeta, el trabajo principal ha estado en determinar un modelo deposicional a partir de un complejo mosaico de perfiles y niveles estratigráficos. Aquí nuestras litoestratigrafías tienen un modelo paralelo arqueológico basado en unidades estratigráficas arqueológicas, con el que hemos intentado establecer una correlación exacta. Las secuencias preservadas son muy limitadas, como resultado del predominio de los procesos de erosión en los medios sedimentarios en los que se

asientan. De hecho, lo que se ha producido en ambos casos es la conservación diferencial de estas, en particular en Benàmer donde constituyen básicamente rellenos de cubetas o paleocanales. Finalmente, en el llano de Monforte del Cid el estudio incluye un análisis estratigráfico detallado de los depósitos sedimentarios fluviales de las terrazas T2 y T3, que permiten contextualizar la información aportada por la serie sedimentaria de EDAR y elaborar una propuesta paleoambiental a una escala que trasciende el yacimiento.

Los sedimentos naturales presentan una limitada variedad de facies y se identifica cierta unidad en el origen en aquellos que forman cada uno de los yacimientos. En la Cova d'En Pardo el relleno detrítico exokárstico se corresponde con arroyadas difusas, coladas con o sin fracción gruesa y sedimentos decantados, a los que se unen aportes endokársticos en forma de algunas costras resultado de la precipitación kárstica y depósitos de cantos consecuencia de la meteorización mecánica y de procesos gravitacionales.

En Benàmer, sobre una terraza, se documentan sedimentos de llano de inundación, coladas y sedimentos mixtos formando parte del techo de la terraza fluvial y corrientes tractivas, arroyadas más energéticas y sedimentos con puntuales retoques eólicos rellenando paleocauces secundarios, así como arroyadas difusas en relación con un extenso glacis subactual sobre la terraza.

En la Illeta, formando parte de un abanico aluvial holoceno, encontramos coladas de finos y gruesos, sedimentos de llano de inundación y mixtos, arroyadas con gran capacidad de transporte y sedimentos de fondo canal de abanico aluvial.

Finalmente en EDAR, en el marco de una terraza holocena, predominan las corrientes tractivas fluviales muy selectivas, sedimentos decantados y arroyadas difusas.

Se trata siempre de sedimentos polimodales y poligénicos. No son frecuentes en el medio natural los sedimentos formados por un único proceso de transporte y deposición, más bien al contrario, lo normal son los sedimentos resultado de diversos componentes sedimentarios de rasgos particulares superpuestos. Por ejemplo hemos visto sedimentos aluviales con un aporte de limos transportados por el viento o con limos muy mal clasificados transportados como un flujo denso en Cova d'En Pardo, Benàmer y la Illeta. También hemos visto como algunos sedimentos han sufrido muy diversas fases sedimentarias. Aquellos que constituyen la parte basal del relleno de Cova d'En Pardo formaron parte de depósitos y suelos de vertiente antes de entrar en la cueva, y con anterioridad integraron depósitos de arcillas, *terra rossa*, en el marco de formas de disolución kárstica. Los sedimentos que forman las barras arenosas fluviales de EDAR poseen rasgos eólicos heredados de un transporte y deposición anterior, en algún momento del Cuaternario, en condiciones de elevada aridez.

En este marco, la sedimentología textural y los índices que sintetizan las características gráficas de las distribuciones de tamaño de fracciones de partículas, tienen una significación limitada. La interpretación de los procesos sedimentarios se ha basado en las características de los histogramas y las curvas texturales y de los segmentos sedimentarios que los conforman, a la luz de otras variables relevantes, básicamente referidas a la estructura de los depósitos y a aspectos morfológicos. Los índices texturales han sido utilizados en nuestro trabajo más como apoyo para contrastar hipótesis sobre los procesos predominantes, que como fuente de información primaria. Hemos observado problemas para discernir el origen del sedimento a través de estas técnicas, en particular de los parámetros o índices estadísticos. Aunque permiten definir bien las características del medio que determinaron el transporte y deposición de una muestra, estos rasgos pueden asociarse a diversos agentes con significado paleoambiental muy distinto. Es el caso de los sedimentos fluviales o eólicos de EDAR, donde para la determinación del

medio responsable de su formación han sido más importantes los rasgos estratigráficos y morfológicos de las arenas (morfooscópicos).

Ahora bien, la suma de los datos sedimentológicos disponibles de las muestras estudiadas en cada yacimiento y el análisis combinado de pares de variables de asimetría, clasificación, tamaño medio y curtosis, han sido muy útiles para realizar agrupaciones de sedimentos y contrastar hipótesis.

Podemos concluir que el método sedimentológico aplicado es una herramienta útil en el estudio de los procesos sedimentarios naturales, a pesar de las limitaciones reconocidas en la técnica de análisis textural, superadas al utilizarlo como instrumento interpretativo junto con otros rasgos sedimentológicos y estratigráficos, y en el marco de un conjunto de sedimentos emparentados genéticamente de un mismo yacimiento. Mención aparte merecen rasgos como el porcentaje de materia orgánica y carbonatos, así como el color de los sedimentos, que nos han servido para identificar procesos edáficos y de hidromorfía muy significativos en la interpretación de las condiciones ambientales predominantes en cada momento.

Por su parte, los sedimentos antrópicos analizados son de variadas tipologías, de estabulación en niveles neolíticos de Cova d'En Pardo y asociados a estructuras arqueológicas, restos de muros de barro termoalterados y estratos que forman parte de elementos constructivos que incorporan sedimentos naturales, frecuentemente cantos y gravas, estructuras de combustión en el Neolítico antiguo de Benàmer o pavimentos de la Edad del Bronce en la Illeta. El estudio sedimentológico en estos casos ha aportado información relevante en cuanto a la caracterización física de estos sedimentos, en ocasiones en relación con su selección para la arquitectura del barro, y respecto a la procedencia de los elementos naturales que incluyen.

Los rasgos paleoambientales deducidos a partir de los estudios estratigráficos y sedimentológicos nos permiten proponer un periodo Holoceno de condiciones genéricamente atemperadas, en el que los eventos de cambio climático rápido tuvieron un impacto relevante en la distribución de las precipitaciones, incrementando la aridez y favoreciendo los procesos morfogenéticos, a diferencia de lo observado durante el Tardiglaciario, periodo en el que el rasgo característico de estos eventos rápidos fue el descenso de las temperaturas.

El Holoceno se puede estructurar en tres periodos sucesivos (Tabla 10.1): Un *Holoceno inicial*, coincidente *grosso modo* con el Holoceno inferior, con condiciones ambientales genéricamente más húmedas que las actuales, que posibilitaron el desarrollo de suelos, la activación de los procesos de precipitación kárstica y la formación de hiatos sedimentarios en relación con el predominio de flujos de agua erosivos, documentados en la secuencia estratigráfica de Cova d'En Pardo en el territorio subhúmedo. Formando parte importante de sus rasgos se documentan fases caracterizadas por una activa morfogénesis, asociada a sucesivos eventos áridos. Es el caso de los que constituyen el final de esta fase, los eventos áridos de 8,2 y 7,5 ka cal BP, separados por un breve periodo algo más húmedo.

En el territorio semiárido las condiciones ambientales no son bien conocidas, pero parece observarse una sucesión de periodos ambientales muy contrastados en relación con la disponibilidad de humedad, alternando la formación de suelos con horizontes húmicos y suelos hidromorfos con los depósitos eólicos. Ello refuerza la hipótesis de la importancia de los eventos áridos en los rasgos ambientales de la primera fase del Holoceno frente a su posible carácter estacional intraanual.

Desde el 7,5 ka cal BP se desarrolla un periodo *Holoceno intermedio*, coincidente a grandes rasgos con el Holoceno medio, en el que predominan unas condiciones ambientales húmedas que de nuevo dan lugar a la formación de suelos en Benàmer y a procesos de decantación y a la reactivación de la actividad kárstica en Cova d'En Pardo en un momento en el que predomina la sedimentación antrópica. Esta fase se prolonga hasta el 5,0 ka cal BP, aunque se percibe con claridad el impacto del evento árido del 5,9 ka cal BP, que aunque parece prolongarse en el tiempo como resultado de la acción humana en Benàmer, da paso a un periodo húmedo de nuevo, como confirman algunos rasgos de los sedimentos datados entre el 6,0 y el 5,0 ka cal BP, tales como el incremento de la materia orgánica en rellenos aluviales de Cova d'En Pardo, Benàmer o la Illeta.

Es a partir del 5,0 ka cal BP, algo antes en la Illeta y Monforte, cuando se identifica un aumento de la actividad morfogenética de los sistemas sedimentarios estudiados, proceso que estaría en relación con un incremento significativo de la aridez que caracteriza el *Holoceno final* u Holoceno superior. En el 4,0 ka cal BP parece que la sequedad se incrementa, en un proceso documentado en la Illeta, donde se observa un progresivo descenso de la materia orgánica y un incremento de la energía de los procesos sedimentarios, que en el llano de Monforte se expresaría en forma de procesos de agradación que constituyen la base de la terraza T3. Los sedimentos eólicos que poseen una presencia testimonial en el área subhúmeda son más frecuentes en el sector del territorio de clima semiárido, revelando la continuidad a lo largo del Holoceno de las diferencias climáticas que hoy lo caracterizan.

En esta fase se han podido identificar dos eventos sedimentarios singulares. El primero, en torno al 3,5 ka cal BP en la Illeta, en forma de un depósito característico del sector proximal de un abanico en un ámbito claramente distal y el segundo, en torno al $\pm 1,8-1,7$ ka cal BP en el llano de Monforte, en forma de depósitos de fondo de canal y *debris flow* generalizados en la terraza T3 y procesos aluviales en forma de arroyadas difusas sobre la terraza T2. Ambas fases pudieran ser testimonio de eventos áridos suficientemente contrastados en las secuencias globales y regionales.

Entre estos periodos de activa morfogénesis se observa una fase húmeda, entre el 2,8/2,5 ka cal BP y los primeros siglo de esta Era. Es un periodo documentado en el llano de Monforte y EDAR y en algunos de los sedimentos que rellenan la Cisterna 2 de la Illeta, que dio lugar a procesos sedimentarios diferentes en función del grado de intensidad de la presión humana sobre la cuenca.

El estudio realizado en esta Tesis nos permite también contribuir a la investigación arqueológica. El análisis detallado de los procesos que dieron lugar al registro sedimentario e hicieron posible su preservación, además de aportar contextos geomorfológicos y ambientales, tiene gran importancia en la interpretación arqueológica *sensu stricto*. Se presentan algunos ejemplos significativos:

El análisis de las secuencias estratigráficas nos lleva a descartar la pérdida del registro sedimentario y arqueológico en el área septentrional para el periodo que coincide con el Mesolítico final. La ausencia de evidencias arqueológicas de esa época responde a un vacío poblacional coherente con el bajo potencial demográfico de los grupos cazadores recolectores y con su modelo de ocupación del territorio.

Cambios sutiles en la definición de los procesos sedimentarios han dado lugar a cambios significativos en la interpretación arqueológica. En Cova d'En Pardo algunos de los restos arqueológicos asociados al Neolítico cardial podrían corresponderse con la fase anterior, una ocupación puntual precordial, modificando el modelo cronocultural propuesto. En Benàmer se ha confirmado el uso estacional del asentamiento de

cazadores-recolectores del Mesolítico, preferentemente en periodo estival. También se ha verificado el uso por parte de las comunidades agrarias del Neolítico antiguo de suelos naturales muy ricos en zonas próximas a cauces fluviales, en total coincidencia con el modelo propuesto por la mayoría de los arqueólogos. Ello estaría en relación con una agricultura intensiva de bajo impacto sobre el medio, en la que no parece recurrirse a la quema de vegetación como sistema de enriquecimiento del suelo y que exige una elevada movilidad, que conlleva un uso discontinuo de las áreas ocupadas.

Por su parte, el estudio de la Illeta ha permitido confirmar que el abandono de los poblados del Calcolítico y de la Edad del Bronce antiguo y pleno no se corresponde con eventos catastróficos en forma de inundaciones como se llegó a proponer en publicaciones previas (ver apartado 7 del capítulo 8), sino que serían el resultado de procesos culturales no directamente dependientes de la dinámica ambiental. Ello no quiere decir que estos procesos no se dieran, de hecho se conservan potentes depósitos aluviales en fases de no ocupación, e incluso hemos sido capaces de determinar la existencia de inundaciones coincidiendo con el desarrollo de los poblados de la Edad del Bronce, eventos que no habrían impedido la continuidad de la ocupación humana.

También, y para acabar las referencias a las contribuciones a la arqueología, se ha documentado la preservación parcial y diferencial del registro arqueológico, en relación directa con la conservación del registro sedimentario. Ello es relevante para entender algunos de los rasgos estratigráficos y sedimentarios observados. Por ejemplo, en les Valls d'Alcoi es tal la correlación existente entre restos de horizontes húmicos de suelos antiguos y restos arqueológicos de época neolítica, que se ha llegado a poner ambos rasgos en relación directa, proponiendo un origen antropogénico a estas formaciones edáficas. Ya hemos señalado que en nuestro estudio de Benàmer se ha constatado que estos horizontes se han preservado de manera diferencial, ya que forman parte de rellenos de cubetas naturales que no se vieron afectados por los procesos erosivos generales que se producen a lo largo del Holoceno superior, documentados en varias fases en Benàmer y el llano de Monforte, al menos antes del 5,0 y tras el 2,3 ka cal BP. Ello viene a explicar tal "peculiar" relación y apoyar un modelo de gestión del territorio en el Neolítico antiguo en el que la totalidad de los llanos próximos a los cauces en este área estuvieron ocupados en alguna fase de este periodo.

Los cambios ambientales deducidos de los procesos sedimentarios hacen posible a su vez analizar la influencia del medio sobre las sociedades humanas. Hemos podido determinar que estos pudieron llegar a ser relevantes para el comportamiento humano pero no determinantes. Así, el vacío poblacional que se documenta en la zona de *montañas y valles* del norte del territorio a partir del tránsito de la fase A del Mesolítico a la fase B, no sería consecuencia directa del incremento de la sequedad del evento 8,2 ka cal BP y respondería fundamentalmente a factores culturales ya citados.

Los cambios en el modelo de producción agraria en el tránsito hacia el Neolítico medio, el paso de una agricultura intensiva en suelos ricos a una agricultura extensiva de secano, coincide *grosso modo* con el evento árido 5,9/6,0 ka cal BP, que habría afectado a la formación de suelos con potentes horizontes húmicos. Existe la posibilidad de que estos cambios sirvieran de acicate al cambio de modelo agrario, que con todo, respondería de nuevo a cambios culturales, demográficos y tecnológicos.

No hemos documentado un impacto ambiental relevante sobre las sociedades de la Edad del Bronce y la Edad del Hierro, a diferencia de lo propuesto por otros estudios paleoambientales presentados en el capítulo 5. En cambio se ha registrado en época ibero-romana un interesante cambio cultural en respuesta a los cambios producidos en el paisaje

sagrado del llano de Monforte, un espacio funerario entre los siglos VI y I a.C., que fueron a su vez resultado en parte de la actividad humana: El descenso de la presión agraria en la cuenca permitió el cese de los procesos de agradación y la aparición de un pequeño humedal en la parte baja del llano que hasta entonces había funcionado como un área inmediata a un cauce *braided*. Ello, creemos, propició a partir del siglo II a.C. la introducción de cambios en los ritos del agua que tenían lugar en el área.

Finalmente, los procesos sedimentarios identificados revelan cambios ambientales que pudieran tener su origen en la presión humana sobre el medio. Más allá de la difícil interpretación del nivel VIII de Cova d'En Pardo, es posible proponer que el nivel VII de la cueva es el resultado de procesos de aluvionamiento lento en un contexto climático húmedo. Su formación sería el resultado de un incremento de esta presión a escala muy local y estacional. Así, en torno al 7,0 ka cal BP se habrían producido las primeras evidencias de impacto humano sobre el sistema sedimentario de las laderas habitadas por comunidades neolíticas.

En torno al 6,0/5,9 ka cal BP los procesos sedimentarios descritos en Benàmer son muy sugerentes. Coinciden con una fase identificada globalmente y regionalmente como árida y con un incremento de la antropización del medio como resultado de un cambio en el modelo agrario, con lo que se dio en llamar la *conquista del secano* en torno al inicio del Neolítico Medio. La persistencia de los procesos de aluvionamiento en Benàmer hasta más allá del 5,7 ka cal BP en un marco ambiental más húmedo, indica que la acción humana refuerza y prolonga el efecto de esta fase árida, al menos en les Valls d'Alcoi. En la Illeta en cambio, el impacto sobre el medio del poblado Calcolítico parece ser muy bajo.

En la Edad del Bronce el incremento de los procesos de agradación en la Illeta y el llano de Monforte tendrían causas naturales y antrópicas de difícil discriminación, aunque el impacto humano parece producirse ya a nivel de cuenca.

En época ibérica los procesos de agradación en el llano de Monforte coincidirían con una fase húmeda, y estarían en relación con su intensa ocupación entre los siglos VI y III a.C., aunque la información disponible no es lo suficientemente detallada para poder afirmarlo. A partir de ese momento se percibe en EDAR un descenso de los procesos sedimentarios y cambios en la parte baja del llano de Monforte, que se encharca, como resultado de un descenso en la ocupación del territorio y el mantenimiento de las condiciones climáticas. Los procesos sedimentarios vuelven a estar presentes a partir de bien avanzado el siglo I a.C., en relación con las grandes transformaciones agrarias producidas en época altoimperial. Así, la información detallada de la dinámica sedimentaria fluvial en EDAR nos permite confirmar la existencia de una relación directa entre esta y la intensidad de la presión antrópica al menos desde época ibero-romana.

Son varios los aspectos que han quedado pendientes de análisis o estudio en esta Tesis y que en un futuro pretendemos abordar. Desde el punto de vista metodológico aspiramos a aplicar nuevas herramientas de análisis, aun primando la litoestratigrafía, y a profundizar en el trabajo multidisciplinar. Respecto a los objetivos en la investigación, proyectamos ahondar en el conocimiento de los rasgos ambientales en el Holoceno inferior, en particular en el área semiárida, donde los grandes cambios ambientales pudieron tener un importante impacto sobre las sociedades humanas mesolíticas. Al respecto esperamos que los trabajos en curso en los proyectos *Dinámicas ambientales y las respuestas humanas durante el postglacial en la fachada Mediterráneo Península Ibérica (c. 12700-8000 cal*

BP) y MESO COCINA: los últimos caza-recolectores y el paradigma de la neolitización en el Mediterráneo Occidental, nos permitirán seguir realizando contribuciones en este ámbito de conocimiento. También es nuestra intención entender la dinámica sedimentaria del abanico del Vinalopó durante el Holoceno superior, de la cual disponemos de interesantes series estratigráficas que señalan hacia una compleja evolución en coincidencia con una intensa ocupación desde el Neolítico. Finalmente nos interesa conocer el impacto ambiental de los cambios en la gestión del territorio durante el I milenio a.C., con la introducción y generalización del utillaje agrario metálico y la aparición de las primeras terrazas agrícolas. Proyectos ya en marcha o futuros desde los que pretendemos seguir reivindicando una mayor relevancia de la Geografía Física y la geoarqueología en los proyectos de investigación arqueológica.

BIBLIOGRAFÍA

- Abad Casal, L. y Alberola Belda, E. (1990). Las Agualejas. Monforte del Cid, Vinalopó Mitjà. *Memòries Arqueològiques de Salvament a la Comunitat Valenciana, 1984-1988, II. Intervencions rurals*, Valencia, 74-76.
- Abad Casal, L. y Sala Sellés, F. (1992). Las necrópolis ibéricas del área de Levante. *Congreso de Arqueología Ibérica: las necrópolis*, Madrid, 145-167.
- Abad, L., Sala, F. y Alberola, I. (1998). La necrópolis y el área sacra ibéricos de las Agualejas (Monforte del Cid, Alicante), *Lucentum*, 14-16, 7-18.
- Abel-Schaad, D y López-Sáez, J. A. (2013). Vegetation changes in relation to fire history and human activities at the Peña Negra mire (Bejar Range, Iberian Central Mountain System, Spain) during the past 4,000 years. *Vegetation history and archaeobotany*, 22(3), 199-214.
- Acosta, L. y López Padilla, J.A. (2012). Apuntes sobre la ocupación de la Cova d'En Pardo durante la Edad del Bronce. En: J.A. Soler (Ed.). *Cova d'En Pardo. Arqueología en la memoria*. Fundación MARQ y Ayuntamiento de Alcoy, 279-303.
- AEMET (2011). Atlas Climático Ibérico Temperatura del Aire y Precipitación (1971-2000). Agencia Estatal de Meteorología Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino.
- Affonso, M.T.C. (1996). Identification of lime plasters. *The Old Potter's Almanak*, 4, 1-6.
- Aguilera, M., Ferrio, J.P., Araus, J. L., Tarrús, J., y Voltas, J. (2011). Climate at the onset of western Mediterranean agriculture expansion: Evidence from stable isotopes of sub-fossil oak tree rings in Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299(3), 541-551.
- Aguilera, M., Ferrio, J. P., Pérez, G., Araus, J. L., y Voltas, J. (2012). Holocene changes in precipitation seasonality in the western Mediterranean Basin: a multi-species approach using $\delta^{13}C$ of archaeobotanical remains. *Journal of Quaternary Science*, 27(2), 192-202.
- Aguirre, E., Hoyos, M. y Morales, J. (1975). Alcoy: observaciones preliminares sobre la secuencia Neógeno-Cuaternaria del Serpis. *Acta Geológica Hispánica*, 10 (2), 75-77.
- Aguirre, M., López Quintana, J.C., Olmazabal, A. y Saenz de Buruaga, A. (1999). Determinación práctica del sedimento en el campo y jerarquización de componentes sedimentológicos en estratigrafía analítica, *Krei* 4, 3-27.
- Alba-Sánchez, F., López-Sáez, J.A., Pando, B.B.D., Linares, J. C., Nieto-Lugilde, D. y López-Merino, L. (2010). Past and present potential distribution of the Iberian *Abies* species: a phytogeographic approach using fossil pollen data and species distribution models. *Diversity and Distributions*, 16(2), 214-228.
- Alday, A. (2005). The transition between the last hunter-gatherers and the first farmers in Southwestern Europe: the Basque perspective. *Journal of Anthropological Research*- 61 (4), 469-494.
- Alfaro, P. (1995). Neotectónica en la Cuenca del bajo Segura (Sector Oriental de la Cordillera Bética). Tesis doctoral. Universidad de Alicante.
- Alfaro, P., Andreu, J. M., Estévez, A., Tent-Manclús, J.E. y Yébenes A. (2004). *Geología de Alicante*. AEPECT-Universidad de Alicante, 267 p.
- Allcock, S.L. (2013). *Living with a changing climate: Holocene climate variability and socio-evolutionary trajectories, central Turkey*. PhD, Plymouth. file:///C:/Users/USUARIO/Downloads/2013allcock10258638phd.pdf
- Allen, J.R.L. (1968). *Current Ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion*, North Holland Publishing Company, Amsterdam, 433 p.
- Allen, J.R.L. (1984). Parallel lamination developed from upper-stage plane beds: a model based on the larger coherent structures of the turbulent boundary layer. *Sedimentary Geology*, 39, 227-242.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. y Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *FAO, Rome*, 300(9), D05109, 15 p. https://appgeodb.nancy.inra.fr/biljou/pdf/Allen_FAO1998.pdf
- Alley, R.B. (2000). The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary science reviews*, 19(1), 213-226.
- Alley, R.B. y Ágústsdóttir, A.M. (2005). The 8 ka event. Cause and Consequences of a major Holocene Abrupt Climate Change. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1123-1249
- Alley, R.B., Meese, D.A., Shuman, C.A., Gow, A.J., Taylor, K.C., Grootes, P.M. White, J.W.C., Ran, M., Waddington, E.D., Mayewski y Zielinski, G.A. (1993). Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of Younger Dryas event. *Nature*, 362, 527-529.
- Almagro, M. y Ramos, R. (1989). El monumento ibérico de Monforte del Cid. *Lucentum*, V, Universidad de Alicante, 45-66.
- Alonso-Zarza, A.M. y Wright, V.P. (2010). Calcretes. *Developments in Sedimentology*, 61, 225-267.
- Amorosi, A., Bini, M., Giacomelli, S., Pappalardo, M., Ribecai, C., Rossi, V., Sammartino, I. y Sarti, G. (2013). Middle to late Holocene environmental evolution of the Pisa coastal plain (Tuscany,

- Italy) and early human settlements. *Quaternary International*, 303, 93-106. <http://ruby.fgcu.edu/courses/twimberley/EnviroPhilo/YoungerDryas.pdf>
- Andersen, C., Koc, N. y Moros, M. (2004). A highly unstable Holocene climate in the subpolar North Atlantic: evidence from diatoms. *Quaternary Science Reviews*, 23(20), 2155-2166.
- Anderson, R.S. (1987). A theoretical model for aeolian impact ripples Issue. *Sedimentology*, 34, 5, 943-956.
- Angelucci, D.E., Soares, A.M., Almeida, L., Brito, R. y Leitão, V. (2007). Neolithic occupation and mid-Holocene soil formation at Encosta de Sant'Ana (Lisbon, Portugal): a geoarchaeological approach. *Journal of Archaeological Science*, 34 (10), 1641-1648.
- Aranbarri, J., González-Sampérez, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Gil-Romera, G., Sevilla-Callejo, M., García Prieto, E., Di Rita, F., Mata, M.P. Morellón, M., Magri, D., Rodríguez-Lázaro, J., Carrión y J. S. (2014). Rapid climatic changes and resilient vegetation during the Lateglacial and Holocene in a continental region of south-western Europe. *Global and Planetary Change*, 114, 50-65.
- Arboleya, M., Pellegrini, J., Urbanczyk, J., López-Dias, V., Blanco, C. G., y Borrego, A. G. (2013). Palaeoenvironmental variation of a sub-mountainous Holocene peat in North Spain based on biomarkers and FTIR proxies. *65st Annual Meeting of the ICCP'2013*, Sosnowiec, Poland, 55-56.
- Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G. y Sancho, C. (2014). Sedimentology and depositional architecture of tufas deposited in stepped fluvial systems of changing slope: Lessons from the Quaternary Añamaza valley (Iberian Range, Spain). *Sedimentology*, 61(1), 133-171.
- Arteaga, O. y Serna, M.R. (1979-1980). Las primeras fases del poblado de los Saladares (Orihuela, Alicante). Una contribución al estudio del Bronce Final en la Península Ibérica (Estudio crítico 1). *Ampurias*, 41-42, 65-137.
- Asensio, I y Rey, J. (1973). Aspectos sedimentológicos del litoral de Alicante (La isleta-Cabo Huertas-Albufereta). *Estudios Geológicos*, 29, 253-264.
- Aura, J.E. (2001). Caçadors emboscats. L'Epipaleolític al País Valencia. En: V. Villaverde (ed.). *De neandertals a cromanyons. L'inici del poblament huma a les terres valencianes*. Universitat de Valencia, 219-238.
- Aura Tortosa, J. E. y Pérez Ripoll, M. (1992). Tardiglaciari y Postglaciari en la región mediterránea de la península Ibérica (13.500-8.500 BP): transformaciones industriales y económicas. *SAGVNTVM PLAV*, 25, 25-47.
- Aura, J.E., Fernández, J. y Fumanal, M.P. (1993). Medio físico y corredores naturales: Notas sobre el poblamiento paleolítico del País Valenciano. *Recerques del Museu d'Alcoi*, 2: 89-107.
- Aura, J.E. y Villaverde, V. (1995). Paleolítico superior final y Epipaleolítico antiguo en la España Mediterránea (18.000-9.000 B.P.). En: A. Moure y C. González Sainz (eds.). *El final del Paleolítico Cantábrico*, 313-340.
- Aura Tortosa, J.E. y Pérez Ripoll, M.P. (1995). El Holoceno inicial en el Mediterráneo español (11000-7000 BP): características culturales y económicas. En: *Los últimos cazadores: Transformaciones culturales y económicas durante el Tardiglaciari y el inicio del Holoceno en el ámbito mediterráneo*. Instituto Alicantino Juan Gil-Albert, 119-144.
- Aura Tortosa, J.E., Carrión Marco, Y., García Puchol, O., Jardón Giner, P., Jordá Pardo, J.F., Molina Balaguer, L., Morales Pérez, J.V., Pascual Benito, J.L., Pérez Jordá, G., Pérez Ripoll, M., Rodrigo García, M.J. y Verdasco Cebrián, C. (2006). Epipaleolítico-Mesolítico en las comarcas centrales valencianas. En: *El mesolítico de muescas y denticulados en la cuenca del Ebro y el litoral mediterráneo peninsular*. Departamento de Cultura, 65-120.
- Aura, J.E., Jordá, J.F., Morales, J.V., Pérez Ripoll, M., Villalba, M.P. y Alcover, J.A. (2009). Transitions in the western Mediterranean finis terrae. Prehistoric Economy of Iberian Mediterranean Region, Spain (c 15-7 ka BP). *Before Farming, the archaeology and anthropology of hunter-gatherers*. Western Academic & Specialist Press, Liverpool. 2009(2), 1-17.
- Aura, J.E., Jordá, J.F., Montes, L. y Utrilla, P. (2011). Human responses to Younger Dryas in the Ebro valley and Mediterranean watershed (Eastern Spain). *Quaternary International*, 242(2), 348-359.
- Ausín, B., Flores, J. A., Sierro, F. J., Cacho, I., Hernández-Almeida, I., Martrat, B. y Grimalt, J. O. (2015). Atmospheric patterns driving Holocene productivity in the Alboran Sea (Western Mediterranean): A multiproxy approach. *The Holocene*, 25(4), 583-595.
- Baas, J.H., McCaffrey, W.D., Haughton, P.D.W. y Choux, C.M.A. (2005). Coupling between suspended sediment distribution and turbulence structure in a laboratory turbidity current. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 110, C11015, 20 p. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2004JC002668/full>

- Badal García, E. (1999). El potencial pecuario de la vegetación mediterránea: las cuevas redil. *Saguntum Extra*, 2, 69-75.
- Badal García, E., (1995). La vegetación carbonizada. Resultados antracológicos del País Valenciano. Cuaternario del País Valenciano. AEQUA-GVQ, 217-226.
- Badal García, E. (2002). Bosques, campos y pastos: el potencial económico de la vegetación mediterránea. *Saguntum. Papeles del Laboratorio de Arqueología de Valencia*, (5), 129-146.
- Badal García, E. (2009). ¿Cambios ambientales y/o impacto agrícola? En: J. Bernabeu y Ll. Molina Balaguer (coords.). *La Cova de les Cendres*. Museo Arqueológico de Alicante-MARQ, 135-140.
- Badal, E., Bernabeu, J., Fumanal, M.P. y Dupre, M. (1989). Secuencia cultural y paleoambiental en el yacimiento neolítico de la Cova de les Cendres (Moraira-Teulada, Alicante). *2ª Reunión sobre Cuaternario Ibérico*, Madrid.
- Badal, E., Bernabeu, J. y Vernet, J. L. (1994). Vegetation changes and human action from the Neolithic to the Bronze Age (7000-4000 BP) in Alicante, Spain, based on charcoal analysis. *Vegetation History and Archaeobotany*, 3(3), 155-166.
- Badal, E., Martí Oliver, B. y Pérez Ripoll, M. (2012). From agricultural to pastoral use: changes in neolithic landscape at Cova de l'Or (Alicante, Spain). *SAGUNTUM*, 13, 75-84.
- Bailey, G.N. y Woodward, J.C. (1997). The Klithi deposits: sedimentology, stratigraphy and chronology. *Klithi: Palaeolithic settlement and Quaternary landscapes in northwest Greece*, 1, 61-94.
- Bal, M. C., Pelachs, A., Perez-Obiol, R., Julia, R., y Cunill, R. (2011). Fire history and human activities during the last 3300cal yr BP in Spain's Central Pyrenees: The case of the l'Estany de Burg. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 300(1), 179-190.
- Baldini, J.U.L., McDermott, F. y Fairchild, I.J. (2002). Structure of the 8200-year cold event revealed by a speleothem trace element record. *Science* 296, 2203-2206.
- Balestra, B., Bertini, A., de Vernal, A., Monechi, S., y Reale, V. (2013). Late Quaternary sea surface conditions in the Laurentian Fan: Evidence from coccolith and dinocyst assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 387, 200-210.
- Ballantyne, C.K. y Whittington, G.W. (1999). Late Holocene alluvial fan formation and floodplain incision, Central Grampian Highlands, Scotland. *Journal of Quaternary Science*, 14, 651-671.
- Barciela, V. (2011). El estudio de la malacofauna: implicaciones paleoambientales y antrópicas. P. Torregrosa Giménez, F.J. Jover Maestre y E. López Seguí (dirs.). *Benàmer (Muro d'Alcoi, Alicante). Mesolíticos y neolíticos en las tierras meridionales valencianas*, 239-256.
- Barreiro-Lostres, F., Moreno, A., Giralt, S., y Valero-Garcés, B. L. (2013). Evolución sedimentaria del lago kárstico de la parra (cuenca) durante los últimos 1600 años: paleohidrología, clima e impacto humano. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 39(1).
- Bartolomé, M., Moreno Caballud, A., Sancho, C., Hellstrom, J., y Belmonte, A. (2012). Cambios climáticos cortos en el Pirineo central durante el final del Pleistoceno superior y Holoceno a partir del registro estalagmítico de la cueva de Sesó (Huesca). *Geogaceta*, 51, 59-62.
- Bartolomé, M., Sancho, C., Moreno, A., Belmonte, A., Bastida, J., Calle, M., Mas, J. y Fuertes, X. (2013). Espeleogénesis de la Cueva de Sesó (Pirineo central, Huesca). *Geogaceta*, 53, 105-108.
- Barton, C.M., Bernabeu, J., Aura, J.E., Garcia, O. y La Roca, N. (2002). Dynamic landscapes, artifact taphonomy and landuse modeling in the western Mediterranean. *Geoarchaeology*, 17(2), 155-190.
- Bastida, J., Osácar, M. C., Sancho, C. y Muñoz, A. (2013). Environmental changes during the Upper Pleistocene-Holocene in Mediterranean NE Spain as recorded by the mineralogy and geochemistry of alluvial records. *Quaternary International*, 302, 3-19.
- Bellin, N., Vanacker, V. y De Baets, S. (2013). Anthropogenic and climatic impact on Holocene sediment dynamics in SE Spain: a review. *Quaternary International*, 308, 112-129.
- Benedetti, M.M., Cordova, C.E. y Beach, T. (2011). Soils, sediments, and geoarchaeology: Introduction. *Catena*, 85, 83-86.
- Benito, G., Rico, M., Thorndycraft, V. R., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A., Díez-Herrero, A. y Jiménez, A. (2006a). Palaeoflood records applied to assess dam safety in SE Spain. En: Ferreira, Alves, Leal y Cardoso (eds.). *River Flow 2006*. Taylor & Francis Group, 2113-2120. http://digital.csic.es/bitstream/10261/38547/1/benito_et_al_2006_river_flow.pdf
- Benito, G., y Rozan, T.F. (2001). 210Pb and 137Cs dating methods in lakes: a retrospective study. *Journal of Paleolimnology*, 25(4), 455-465.
- Benito, G., Thorndycraft, V.R., Rico, M., Sánchez-Moya, Y. y Sopeña, A. (2008). Palaeoflood and floodplain records from Spain: evidence for long-term climate variability and environmental changes. *Geomorphology*, 101(1), 68-77.

- Benito, G., Macklin, M.G, Cohen, K.M. y Herget, J. (2013). Hydrological EXtreme Events in Changing Climate: The HEX Events project. Poster 8th IAG International Conference on Geomorphology - August 27th to 31st, 2013.
- Benoit, G. y Rozan, T. F. (2001). 210Pb and 137Cs dating methods in lakes: a retrospective study. *Journal of Paleolimnology*, 25(4), 455-465.
- Bergadà, M.M. (1991). Aproximació a l'estudi sedimentològic-paleoclimàtic d'un assentament prehistòric: la cova del Parco (Alòs de Balaguer, La Noguera). *Cypsela*, IX, 33-48.
- Bergadà i Zapata, M.M. (1998). Estudio geoarqueológico de los asentamientos prehistóricos del Pleistoceno Superior y el Holoceno inicial en Catalunya. *BAR International Series*, 742. 267 p.
- Bergadà, M.M. (2001). Anàlisi micromorfològic de los niveles neolíticos de la cova de Cendres (Moraira, Teulada): resultados preliminares. *La Cova de les Cendres (Teulada-Moraira, Alicante)*, 1, 119-126.
- Bergadà, M.M., Burjachs, F. y Fullola, J. M. (1999). Évolution paléoenvironnementale du 14.500 au 10.000 BP dans les Prépyrénées catalans: la grotte du Parco (Alòs de Balaguer, Lleida, Espagne) *L'Anthropologie*, 249-264.
- Bergadà, M.M., Cebrià, A. y Mestres, J. (2005a). Prácticas de estabulación durante el Neolítico antiguo en Cataluña a través de la micromorfología: cueva de la Guineu (Font-Rubí, Alt Penedès, Barcelona). III Congreso del Neolítico en la Península Ibérica. Santander. Octubre 2003. *Actas del III Congreso del Neolítico en la Península Ibérica*. 187 – 196.
- Bergadà, M.M., Guerrero, V.M., Ensenyat, J. (2005b). Primeras evidencias de estabulación en el yacimiento de Son Matge (Serra de Tramuntana, Mallorca) a través del registro sedimentario. *Mayurqa*, 30, 153-180.
- Bergadà, M.M. y Nicolás de, J.C. (2005c). Aportación de la micromorfología al conocimiento de las prácticas pastoriles de finales de la edad de Bronce en el yacimiento de la Cova des Morts (Mongofre Nou, Maó, Menorca). *Mayurqa*, 30, 183- 202.
- Bergadà, M.M. y Serrat, D. (2009). Episodis sedimentaris i paleoambientals en el vessant meridional dels Pirineus orientals entre els c.20-11,5 Ka Cal BP. En: *XIV Col.loqui Internacional d'Arqueologia de Puigcerdà. Homenatge a Georges Laplace. El Pirineu i les àrees circumdants durant el Tardiglacial*. Puigcerdà. Novembre de 2006, 105-128.
- Bergadà, M.M. y Cervelló, J.M. (2011). Estratigrafia, micromorfologia paleoambient de la Cova de Can Sadurní (Begues, Baix Llobregat) des dels c. 11.000 fins els 5.000 anys B.P. *La Cova de Can Sadurní i la Prehistòria de Garraf. Recull de 30 anys d'investigació*, 97-108.
- Bergadà, M.M., Villaverde, V. y Román, D. (2012): Mi-crostratigraphy of the Magdalenian at the Cendres Cave (Teulada-Moraira, Alacant, Spain): formation and diagenesis processes. En: Rosa M Poch, Maria Casamitjana y Michele L. Francis. *Proceedings of the 14th International Working Meeting on Soil Micromorphology. Lleida 8-14 July 2012*, 337-339.
- Bergen, J.F. y Guilaine, J. (2009). The 8200 cal BP abrupt environmental change and the Neolithic transition: A Mediterranean perspective. *Quaternary international*, 200(1), 31-49.
- Bernabeu, J. (1988). El Neolítico en las comarcas meridionales del País Valenciano. En: P. López (coord.). *El Neolítico en España*, 131-166.
- Bernabeu, J. (1995). Origen y consolidación de las sociedades agrícolas. El País Valenciano entre el Neolítico y la Edad del Bronce. *Jornades d'Arqueologia. Alfàs del Pi (1994)*, 37-60. Valencia.
- Bernabeu Aubán, J. (1996). Indigenismo y migracionismo. Aspectos de la neolitización en la fachada oriental de la Península Ibérica. *Trabajos de Prehistoria*, 53(2), 37-54.
- Bernabeu Aubán, J., Pascual Benito, J.L., Guitart, I., Pascual Beneito, J., Orozco, T., Fumanal, M.P. Badal, E., Buxó, R. Martínez, R. y Calvo, M. (1993). El III milenio a.C. en el País Valenciano. los poblados de Jovades (Cocentaina, Alacant) y Arenal de la Costa (Ontinyent, València). *Sagvntvm. Papeles del Laboratorio de Arqueología de Valencia*, 26, 9-179.
- Bernabeu, J., Pascual Benito, J.L., Orozco, T., Badal, E. y Fumanal, M.P. (1994). Niuet (l'Alqueria d'Asnar). Poblado del III milenio a.C. Recerques del Museu d'Alcoi, 3, 9-74.
- Bernabeu, J. y Pascual-Benito, J.L. (1998). L'Expansió de l'Agricultura. *La vall de l'Alcoi fa 5000 anys*. Col.lecció Perfils del Passat 4. Diputació de València. Valencia.
- Bernabeu Aubán, J., Martínez Valle, R. y Pérez Ripoll, M. (1999). Huesos, neolitización y contextos arqueológicos aparentes. *SAGVNTVM Extra*, 2, 589-596.
- Bernabeu, J., Molina, L., Diez, A. y Orozco, T. (2006). Inequalities and Power. Three millenia of Prehistory in mediterranean Spain (5600-2000 cal BC). En: P. Díaz-del-Río y L. García Sanjuan (eds.). *Social Inequality in Iberian Late Prehistory. British Archaeological Reports*, IS. 1525, 97-116.
- Bernabeu, J. y Fumanal García, M. P. (2009). La excavación. Estratigrafía y dataciones C14. En: *La Cova de Les Cendres*. Museo Arqueológico de Alicante-MARQ. 31-54.

- Bernabeu, J., Rojo Guerra, M.A. y Molina Balaguer, L. (2011a). *La Cova de les Cendres (Moraira-Teulada, Alicante)*. *SAGVNTVM Extra*, 12, 213-217.
- Bernabéu, J., Gómez, O., Molina, L. y García-Borja, P. (2011b). La cerámica neolítica durante el VI milenio AC en el Mediterráneo central peninsular. En: J. Bernabéu, M.A. Rojo y Ll. Molina (eds.): *Las primeras producciones cerámicas: el VI milenio cal AC en la Península Ibérica. Saguntum PLAV extra-12*. Valencia, 153-178.
- Bernabeu Auban, J. y Orozco Köhler, T. (2014). Mediterranean Iberia in the 4 TH and 3 RD Millennia. En: *Iberia. Protohistory of the Far West of Europe: From Neolithic to Roman Conquest*, 71-81.
- Bernat Rebolal, M. y Pérez-González, A. (2008). Inland aeolian deposits of the Iberian Peninsula: Sand dunes and clay dunes of the Duero Basin and the Manchega Plain. Palaeoclimatic considerations. *Geomorphology*, 102(2), 207-220.
- Berner, K. S., Koç, N., Divine, D., Godtliessen, F. y Moros, M. (2008). A decadal-scale Holocene sea surface temperature record from the subpolar North Atlantic constructed using diatoms and statistics and its relation to other climate parameters. *Paleoceanography*, 23. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2006PA001339/full>
- Bianchi, G. G. y McCave, I. N. (1999). Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature*, 397(6719), 515-517.
- Bjorlykke, K. (2010). *Petroleum geoscience: From sedimentary environments to rock physics*. Springer Science & Business Media.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies. *Journal of Sedimentary Research*, A64, 451-190.
- Blázquez Morilla, A.M. (2001). *L'Albufera d'Elx: Evolución cuaternaria y reconstrucción paleoambiental a partir del estudio de los foraminíferos fósiles*. Universitat de València.
- Blázquez Morilla, A.M. y Ferrer García, C. (2012). Role of human actions on landscape changes since the Upper Holocene in the Bajo Segura Basin (SE Spain). *Catena*, 97, 31-40.
- Blott, S. y Pye, K. (2001). Gradistat: grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediment. *Earth, Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248
- Blott, S.J. y Pye, K. (2012). Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures. *Sedimentology*, 59(7), 2071-2096.
- Boggs, S. (2009). *Petrology of sedimentary rocks*. Cambridge University Press.
- Bond G., Showers, W., Cheseby, M. Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. y Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, 1257-1266.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I. y Bonani, G. (2001). Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate during the Holocene. *Science*, 294, 2130-2136.
- Bonet, H. (1995). *El Tossal de Sant Miquel de Lliria. La antigua Edeta y su territorio*. Museo de Prehistòria de València, 547 p.
- Bonet Rosado, H., Rubio Gómez, F. y Díes Cusí, E. (2000). Proyecto de área didáctica y de investigación arquitectónica: La construcción de una casa ibérica en la Bastida de les Alcusses (Moixent, Valencia). *Sagvntvm Extra*, 3, 431-439.
- Bonet Rosado, H. y Vives-Ferrándiz Sánchez, J. (2011). *La Bastida de les Alcusses. 1928-2010*. Museo de Prehistòria de València, 328 p.
- Bonifay, E. (1956). Les sédiments detritiques grossiers dans les remplissages des grottes. *L'Anthropologie*, 60, 5-6, 447-461.
- Borja Barrera, F. (1992). *Cuaternario Reciente, Holoceno y Periodos Históricos del S.W. de Andalucía. Paleogeografía de Medios Litorales y Fluvio-Litorales de los últimos 30.000 años*. Tesis. Universidad de Sevilla.
- Borja Barrera, F. y Pérez-González, A. (2001). Formas y procesos eólicos. En: A. Gómez-Ortíz y A. Pérez-González (Eds.). *Evolución reciente de la geomorfología española*. Ed. Rueda, Barcelona-Madrid, 289-318.
- Borja, F., Zazo, C., Dabrio, C. J., del Olmo, F. D., Goy, J. L. y Lario, J. (1999). Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of southern Spain. *The Holocene*, 9(3), 333-339.
- Borrelli, P., Hoelzmann, P., Knitter, D. y Schütt, B. (2013). Late Quaternary soil erosion and landscape development in the Apennine region (central Italy). *Quaternary International*, 312, 96-108.
- Box Amorós, M. (1983). Un aspecto del modelado de la Cuenca de Busot: los glaciares. *Investigaciones geográficas*, 1, 181-198.
- Box Amorós, M. (2004). *Humedales y áreas lacustres de la provincia de Alicante*. Universidad de Alicante.

- Brewer, S., Guiot, J., y Torre, F. (2007). Mid-Holocene climate change in Europe: a data-model comparison. *Climate of the Past*, 3(3), 499-512.
- Bridge, J. y Best, J. (1997). Preservation of planar laminae due to migration of low-relief bed waves over aggrading upper-stage plane beds: comparison of experimental data with theory. *Sedimentology*, 44(2), 253-262.
- Brisset, E., Miramont, C., Guiter, F., Anthony, E. J., Tachikawa, K., Poulenard, J., Fabien Arnaud, Delhon, C. Meunier, J.D., Bard, E. y Suméra, F. (2013). Non-reversible geosystem destabilisation at 4200 cal. BP: Sedimentological, geochemical and botanical markers of soil erosion recorded in a Mediterranean alpine lake. *The Holocene*, 23(12), 1863-1874.
- Brochier J.É. (2002). Les sédiments anthropiques. Méthodes d'étude et perspectives. En: J.C. Miskovsky (ed.). *Géologie de la Préhistoire*. Geopré, Paris, 459-477
- Brochier, J.É. (1977). *Evolution des climats et des paysages vauclusiens au cours du Würmien récent et du Postglaciaire* (Vol. 1). Éditions du Centre National de la Recherche Scientifique, Centre Régional de Publication.
- Brochier, J.É. (1991). Géoarchéologie du monde agropastoral. En: J. Guilaine (dir.). *Pour une Anchéologie agraire. À l'acrisée des sciences de l'homme et de la nature*, Armand Colin, Paris, 303-322.
- Brochier, J.É. (1993). Etude géoarchéologique des dépôts holocènes du Roc de Dourgne. En: *Derniers chasseurs collecteurs et premiers éleveurs de la Haute vallée de l'Aude*. Centre d'Anthropologie des Sociétés Rurales, Toulouse, 49-61.
- Brochier, J.É. (1996). Feuilles ou fumiers? observations sur le rôle des poussières sphéroliques dans l'interprétation des dépôts archéologiques holocènes. *Anthropozoologica*, 24, 19-30.
- Brochier, J.L. (1978). *Les Modifications de l'environnement du Würmien récent au Postglaciaire, en Languedoc* (Vol. 2). Centre National de la Recherche Scientifique, Centre Regional de Publication.
- Brown, A.C. (1997). *Alluvial Geoarchaeology. Floodplain archaeology and environmental change*. Cambridge Manuals in Archaeology. Cambridge University Press, 377 p.
- Bull, W.B. (1977). The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography*, 1, 222-270.
- Büntgen, U., Tegel, W., Nicolussi, K., McCormick, M., Frank, D., Trouet, V., Kaplan, J.O., Herzig, Heussner, K-U., Wanner, H, Luterbacher, J. y Esper, J. (2011). 2500 years of European climate variability and human susceptibility. *Science*, 331(6017), 578-582.
- Burillo, F., Gutiérrez, M. y Peña, J. L. (1981). Las vertientes del cerro del castillo de Alfambra (Teruel). *Actas V Reunión Nacional del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*, 231-244. Sevilla.
- Burillo, F. y Peña, J.L. (1984). Clima, geomorfología y ocupación humana. Introducción a un planteamiento metodológico. I *Jornadas Metod. Inv. Prehist. Soria*, 91-102.
- Burillo, F., Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1985). Datación arqueológica de deformaciones tectónicas en vertientes holocenas de Sierra Palomera (Cordillera Ibérica centrooriental). *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico. Lisboa*, 2, 355-366.
- Burjachs, F., Giralt, S. y Roca, J. R. (1997). Palinología holocena y desertización en el Mediterráneo Occidental. En: J.J. Ibáñez Estévez, B. Valero Garcés, y C. Machado (coords.). *El paisaje mediterráneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones en la desertificación*. Geoforma Ediciones.
- Burroughs, W. J. (2005). *Climate change in prehistory: The end of the reign of chaos*. Cambridge University Press.
- Butzer, K. W. (1964). *Environment and archeology: an introduction to Pleistocene geography*. Chicago: Aldine Publishing Company.
- Butzer, K.W. (1971). *Environment and Archaeology. An Ecological Approach to Prehistory*. Aldine Publ. Campoany, Chicago, 703 p.
- Butzer, K.W. (1982). *Archaeology as human ecology: method and theory for a contextual approach*. Cambridge University Press.
- Butzer, K.W. (1997). Sociopolitical discontinuity in the Near East c. 2200 B.C.E. Scenarios fren Palestine and Egypt, in Dalves, N., Kukla, G y Weiss, H. (Eds.) *Trird Millennium B.C. Abrupt Climatic Change and Old Word Social Collapse. Global Environmental Change*, 49, 245-295.
- Butzer, K.W. (2005). Environmental history in the Mediterranean world: cross-disciplinary investigation of cause-and-effect for degradation and soil erosion. *Journal of Archaeological Science*, 32(12), 1773-1800.
- Butzer, K.W. (2011). Geoarchaeology, climate changes, sustainability: A Mediterranean perspective. En: Antony G. Brown, Laura S. Basell, Karl W. Butzer (eds.). *Geoarchaeology, Climate Change, and Sustainability*, 1-15.

- Butzer, K.W. (2012). Collapse, environment, and society. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(10), 3632-3639.
- Butzer, A.J., Miralles, J. y Mateu, J.F. (1983). Las crecidas medievales del río Júcar según el registro geoarqueológico de Alzira. *Cuadernos de Geografía*, 32/33, 311-332.
- Butzer, K.W., Mateu, J.F., Butzer, E.K. y Kraus, P. (1985). Irrigation agrosystems in eastern Spain: Roman or Islamic origins? *Annals of the Association of American Geographers*, 75(4), 479-509.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A. y Shackleton, N. (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14, (6), 698-705.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Saffi, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J. y Zahn, R. (2001). Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*, 16(1), 40-52.
- Cacho I., Valero Garcés B. y González Sampérez, P. (2010). Revisión de las reconstrucciones paleoclimáticas en la Península Ibérica desde el último periodo glacial. En: F. Pérez y R. Boscolo (eds.). *Clima en España: pasado, presente y futuro*, 9-24.
- Cacho, C., Fumanal, M.P., López, P., López, J.A., Pérez Ripoll, M., Martínez Valle, R., Uzquiano, P., Arnanz, A., Sánchez Marco, A., Sevilla, P., Morales, A., Roselló, E., Garralda, M.D. y García-Carrillo, M. (1995). El Tossal de la Roca (Vall d'Alcalà, Alicante). Reconstrucción paleoambiental y cultural de la transición del Tardiglacial al Holoceno. *Recerques del Museu d'Alcoi*, 4, 11-101.
- Cacho Quesada, C., Jordá Pardo, J., de la Torre Sáinz, I. y Yravedra Sáinz de los Terreros, J. (2001). El Tossal de la Roca (Alicante). Nuevos datos sobre el Magdalenense mediterráneo de la Península Ibérica. *Trabajos de prehistoria*, 58(1), 71-93.
- Cacho Quesada, C. y Pardo, J. F. (2009). El Tossal de la Roca: The Pleistocene-Holocene Transition in the Mediterranean Region of Eastern Spain. *Journal of Anthropological Research*, 65, 221-236.
- Calmel-Avila, M. (2000a). Etude des paleoenvironnements holocenes dans le bassin du Bas-Guadalentin (Region de Murcie, Espagne). *Géomorphologie*, 3, 147-159.
- Calmel-Avila, M. (2000b). Procesos hídricos holocenos en el bajo Guadalentín (Murcia, SE España). *Cuaternario y Geomorfología*, 14, 65-78.
- Calmel-Avila, M., Silva, P. G., Bardaji, T., Goy, J. L. y Zazo, C. (2009). Drainage system inversion in the Guadalentín Depression during the Late Pleistocene-Holocene (Murcia, Spain). En: M.A. Romero Díaz, F. Belmonte Serrato, F. Alonso Sarria y F. López Bermúdez (coord.). *Congreso Internacional Sobre Desertificación*, 461-464.
- Calvo, A. (1987). *Geomorfología de laderas en la montaña del País Valenciano*. Edicions Alfons el Magnànim.
- Calvo, A. y Fumanal, M. P. (1983). Morfología y evolución de laderas en la Serra Grossa. Xàtiva. País Valencia, *VI Coloquio de Geógrafos Españoles*, 84-91.
- Calvo, A., Dupré, M., Fumanal, M. P., La Roca, N. y Pérez Cueva, A. (1986). Evolución holocena del paisaje en el País Valenciano (España). En: F. López Bermúdez y J. Thornes (ed.). *Estudios sobre Geomorfología del S de España*. Murcia, 31-36.
- Campos, C., Beck, C., Cruzet, C., Carrillo, E., Van Welden, A. y Tripsanas, E. (2014). Late Quaternary paleoseismic sedimentary archive from deep central Gulf of Corinth: time distribution of inferred earthquake-induced layers. *Annals of Geophysics*, 56(6). file:///C:/Users/USUARIO/Downloads/6226-13426-1-PB.pdf
- Capel, J. (1977). Aplicación de métodos analíticos al estudio de los sedimentos del yacimiento "Cerro de la Encina" (Monachil, Granada). *Cuadernos de Prehistoria de la Universidad de Granada*, 2, 321-347.
- Carlson, A. E., LeGrande, A. N., Oppo, D. W., Came, R. E., Schmidt, G. A., Anslow, F. S., Licciardi J.M. y Obbink, E. A. (2008). Rapid early Holocene deglaciation of the Laurentide ice sheet. *Nature Geoscience*, 1(9), 620-624.
- Carmona González, P. (1990). *La formació de la plana al-luvial de València: geomorfologia, hidrologia i geoarqueologia de l'espai litoral del Túria*. Universitat de València.
- Carmona, P. y Pérez Ballester, J. (2011). Geomorphology, geoarchaeology and ancient settlement in the Valencian Gulf (Mediterranean littoral of Spain). *Méditerranée*, 176, 61-72.
- Carmona, P. y Ruiz, J.M. (2011). Historical morphogenesis of the Turia River coastal flood plain in the Mediterranean littoral of Spain. *Catena*, 86, 139-149.
- Carretero, J.M., Ortega, A.I., Juez, L., Pérez-González, A., Arsuaga, J.L., Pérez-Martínez, R. y Ortega, M.C. (2008). A Late Pleistocene-Early Holocene archaeological sequence of Portalón de Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Munibe (Antropología-Arkeología)*, 59, 67-80.

- Carretero, M.I., Pozo, M., Ruiz, F., Vidal, J.R., Cáceres, L.M., Abad, M. y Olías, M. (2011). Trace elements in Holocene sediments of the southern Doñana National Park (SW Spain): historical pollution and applications. *Environmental Earth Sciences*, 64(5), 1215-1223.
- Carrión, J. S., Munuera, M. y Dupré, M. (1995). Estudios de Palinología arqueológica en el Sureste Ibérico semiárido. *Cuaternario y Geomorfología*, 9(3-4), 17-31.
- Carrión, J. S., Andrade, A., Bennett, K. D., Navarro, C. y Munuera, M. (2001a). Crossing forest thresholds: inertia and collapse in a Holocene sequence from south-central Spain. *The Holocene*, 11(6), 635-653.
- Carrión, J. S., Munuera, M., Dupré, M. y Andrade, A. (2001b). Abrupt vegetation changes in the Segura Mountains of southern Spain throughout the Holocene. *Journal of Ecology*, 89(5), 783-797.
- Carrión, J. S., Sánchez-Gómez, P., Mota, J. F., Yll, R. y Chaín, C. (2003). Holocene vegetation dynamics, fire and grazing in the Sierra de Gádor, southern Spain. *The Holocene*, 13(6), 839-849.
- Carrión, J.S., Yll, E., Willis, K.J. y Sánchez-Gómez, P. (2004). Holocene forest history of the eastern plateaux in the Segura Mountains (Murcia, Southeastern Spain). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 132(3), 219-236.
- Carrión, J.S., Fuentes, N., González-Sampériz, P., Sánchez Quirante, L., Finlayson, J.C., Fernández, S. y Andrade, A. (2007). Holocene environmental change in a montane region of southern Europe with a long history of human settlement. *Quaternary Science Reviews*, 26(11), 1455-1475.
- Carrión, J.S., Fernández, S., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Badal, E., Carrión-Marco, Y., López-Merino, L., López-Sáez, J.A., Fierro, E. y Burjachs, F. (2010). Expected trends and surprises in the Lateglacial and Holocene vegetation history of the Iberian Peninsula and Balearic Islands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 162(3), 458-475.
- Carrión Marco, Y. (2005). *La vegetación mediterránea y atlántica de la península Ibérica. Nuevas secuencias antracológicas*. Trabajos Varios de S.I.P. (Servicio de Investigación Prehistórica) 104. Diputación Provincial de Valencia, 314 p.
- Carrión Marco Y., Molina Balaguer, L., Pérez Ripoll, M., Garcia Puchol, O. y Pérez Jordà, G. (2006). Las evidencias de orientación ganadera. En: O. García Puchol y L. Molina (Coords). *El abric de la Falguera (Alcoi, Alacant): 8.000 años de ocupación humana en la cabecera del río de Alcoi*. Museu d'Alcoi 2. Diputación de Alicante, Excmo. Ayuntamiento de Alcoi y Caja de Ahorros del Mediterráneo, 219-236.
- Casabó, J. (2001). Cova dels Blaus (La Vall d'Uixó, Castelló). En: Villaverde, V. (ed.). *De Neandertales a Cromañones. El inicio del poblamiento humano en la tierras valencianas*. Universitat de Valencia, 425-428.
- Casquel, T., Cerdá Bolinches, A., Ferrer García, C. Fumanal García, M.P., Manzanares, V. y Viñals Blasco, M.J., (1989). Los depósitos cuaternarios de l'Arenal de Petrer (Alicante). *Cuadernos de geografía*, 45, 21-34.
- Cavanilles, A. (1795). *Observaciones sobre la Historia natural, Geografía, Población, Agricultura y frutos del Reyno de Valencia*. Segunda edición, al cuidado de José Manuel Casas Torres, Zaragoza, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 1958, 2 vol.
- Cerdá, A. (1993). Incendios forestales y estabilidad de agregados. *Cuadernos de geografía*, 53, 1-16.
- Cohen, A.S. (2003). *Paleolimnology. The history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, New York.
- Collcutt, S.N. (1979). The analysis of Quaternary cave sediments. *World Archaeology*, 10(3), 290-301.
- Colonese, A.C., Zanchetta, G., Fallick, A.E., Manganelli, G., Saña, M., Alcade, G. y Nebot, J. (2013). Holocene snail shell isotopic record of millennial-scale hydrological conditions in western Mediterranean: Data from Bauma del Serrat del Pont (NE Iberian Peninsula). *Quaternary International*, 303, 43-53.
- Combourieu Nebout, N., Peyron, O., Dormoy, I., Desprat, S., Beaudouin, C., Kotthoff, U. y Marret, F. (2009). Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 years from high resolution pollen data. *Climate of the Past*, 5(3), 503-521.
- Constante, A., Peña-Monné, J.L. y Muñoz, A. (2010). Alluvial geoarchaeology of an ephemeral stream: implications for Holocene landscape change in the central part of the Ebro Depression, Northeast Spain. *Geoarchaeology* 25,4, 475-496.
- Constante, A., Peña, J.L., Muñoz, A. y Picazo, J. (2011). Climate and anthropogenic factors affecting alluvial fan development during the late Holocene in the central Ebro Valley, northeast Spain. *The Holocene*, 21(2), 275-286.
- Copard, K., Colin, C., Henderson, G.M., Scholten, J., Douville, E., Sicre, M.A. y Frank, N. (2012). Late Holocene intermediate water variability in the northeastern Atlantic as recorded by deep-sea corals. *Earth and Planetary Science Letters*, 313, 34-44.

- Cordier, S., Bridgland, D., Vandenberghe, J. y Harmand, D. (2014). Fluvial archives from past to present—Introduction. *Boreas*, 43(2), 377-383.
- Corella, J.P., Stefanova, V., El Anjoumi, A., Rico, E., Giralt, S., Moreno, A., Plata-Montero, A. y Valero-Garcés, B. L. (2013). A 2500-year multi-proxy reconstruction of climate change and human activities in northern Spain: The Lake Arreo record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 386, 555-568.
- Cortés Sánchez, M., Jiménez Espejo, F. J., Simón Vallejo, M. D., Gibaja Bao, J. F., Carvalho, A. F., Martínez-Ruiz, F., Rodrigo Gamiz, M., Flores, J.-A., Paytan, A., López Sáez, J.A., Peña-Chocarro, L., Carrión, J.S., Morales Muñoz, A., Roselló Izquierdo, E., Riquelme Cantal, J.A., Dean, R.M., Salgueiro, E., Martínez Sánchez, R.M., De la Rubia de Gracia, J.J.; Lozano Francisco, M.C. Vera Peláez, J.L., Rodríguez, L.L. y Bicho, N. F. (2012). The Mesolithic–Neolithic transition in southern Iberia. *Quaternary Research*, 77(2), 221-234.
- Coulthard, T.J., Macklin, M.G. y Kirkby, M.J. (2002). A cellular model of Holocene upland river basin and alluvial fan evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 269-288.
- Courty, M.A. (1983). Interpretation des aires de combustion parla micromorphology. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 80(6), 169-171.
- Courty, M. y Valverde, A.J. (2001). The microstratigraphic record of abrupt climate change in cave sediments of the Western Mediterranean. En: J. C. Woodward y P. Goldberg (eds.). *Rockshelter sediment records and environmental change in the mediterranean region*, *Geoarchaeology*, 16, Special Issue, 467-499.
- Courty, M.A., Goldberg, P. y Macphail, R. (1989). *Soils and Micromorphology in Archaeology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Courty, M.A., Macphail, R.I. y Watzel, J. (1991). Soil micro-morphological indicators of pastoralism, with special reference to Arene Candide, Finale Ligure, Italy. *Rivista di Studi Liguri*, 57(1-4), 127-150.
- Crandell, D. R. (1971). *Postglacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington* (No. 677). US Govt. Print. Off.
- Cremaschi, M. (1998). Late Quaternary geological evidence for environmental changes in south-western Fezzan (Libyan Sahara). En: M. Cremaschi y S. Di Lernia (eds.). *Wadi Teshuinat: Palaeoenvironment and prehistory in south-western Fezzan (Libyan Sahara)*. Firenze, 13-47.
- Cuenca Payá, A. y Walker M.J. (1976). Pleistoceno final y Holoceno en la Cuenca del Vinalopó. *Estudios Geológicos*, 32, 95-104.
- Cuenca Payá, A. y Walker, M.J. (1985). Consideraciones generales sobre el Cuaternario continental en Alicante y Murcia. *Cuadernos de Geografía*, 36, 21-23.
- Cuenca Payà, A. y Walker, M.J. (1986). Palaeoclimatological oscillation in continental Upper Pleistocene and Holocene formations in Alicante and Murcia. En: F. López Vera (ed.). *Quaternary Climate in Western Mediterranean: Proceeding of the Symposium on Climatic Fluctuations during the Quaternary in the Western Mediterranean Regions*. Madrid, 365-376.
- Cuenca Payá, A. y Walker, M.J. (1995). Terrazas fluviales en la zona bética de la Comunidad Valenciana. En *El Cuaternario del País Valenciano*, AEQUA-GVQ, 105-114.
- Cuerda, J. (1995). Significación climática y cronológica de algunos yacimientos del Pleistoceno superior marino de Alicante. *El Cuaternario del País Valenciano*, 251- 259.
- Cullen, H.M., Hemming, S., Hemming, G., Brown, F.H., Guilderson, T. y Sirocko, F. (2000). Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea. *Geology*, 28(4), 379-382.
- Cunill, R., Soriano, J.M., Bal, M.C., Pèlachs, A., Rodríguez, J.M. y Pérez-Obiol, R. (2013). Holocene high-altitude vegetation dynamics in the Pyrenees: A pedoanthracology contribution to an interdisciplinary approach. *Quaternary International*, 289, 60-70.
- Currás, A., Zamora, L., Reed, J.M., García-Soto, E., Ferrer, S., Armengol, X, Mezquita-Jaomes, F., Marqués, M.A., Riera, S. y Julià, R. (2012). Climate change and human impact in central Spain during Roman times: High-resolution multi-proxy analysis of a tufa lake record (Somolinos, 1280 m asl). *Catena*, 89, 31-53
- Czyżowska-Wiśniewska, E. (2003). Powódzie i współczesna sedymentacja osadów powodziowych w dolinie Wisłoki [*Floods and contemporary flood deposition in the Wisłoka River valley*]. Ph.D. thesis Polish Academy of Sciences, Warszawa, 12 p.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C.U. y Oeschger, H. (1984). North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. En: J.E. Hansen and T. Takahashi (eds.). *Climate processes and climate sensitivity*. Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph 29, Maurice Ewing Vol. 5, 288-298.

- Dansgaard, W., White, J.W. y Johnsen, S.J. (1989). The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, 339, 532-534.
- Dansgaard, W., Johnsen, J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J. y Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364 (6434), 218-220.
- López Serrano, D. y Valero Climent, A. (2010). Informe - Memoria / Fase de Excavación arqueológica en extensión. El Ramblar (La Font de la Figuera) / Autovía A-33 / 2010.
- Davidson, D.A. (1985). Geomorphology and archaeology. En: G. Rapp y J.A. Gifford (eds.). *Archaeological Geology*, Yale University Press, 25-55.
- Davies-Vollum, K.S. (2006). Using grain size analysis as the basis for a research project in an undergraduate Sedimentology course. *Journal of Geoscience Education*, 54, 1, 10-17.
- Davis, B.A. y Stevenson, A.C. (2007). The 8.2 ka event and Early-Mid Holocene forests, fires and flooding in the Central Ebro Desert, NE Spain. *Quaternary Science Reviews*, 26(13), 1695-1712.
- Davis, B.A., Brewer, S., Stevenson, A.C. y Guiot, J. (2003). The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1701-1716.
- Davis, P.T., Menounos, B. y Osborn, G. (2009). Holocene and latest Pleistocene alpine glacier fluctuations: a global perspective. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2021-2033.
- De Beaulieu, J.L., Miras, Y., Andrieu-Ponel, V. y Guiter, F. (2005). Vegetation dynamics in north-western Mediterranean regions: instability of the Mediterranean bioclimate. *Plant Biosystems-An International Journal Dealing with all Aspects of Plant Biology*, 139(2), 114-126.
- De Pedro, M.J. (1998). *La Lloma de Betxí. Un poblado de la Edad del bronce (Paterna, Valencia)*. Trabajos Varios del SIP, 94, Valencia.
- DeCelles, P. G., Gray, M. B., Ridgway, K. D., Cole, R. B., Pivnik, D. A., Pequera, N. y Srivastava, P. (1991). Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology*, 38(4), 567-590.
- Delgado Linacero, C. (1996). *El toro en el Mediterráneo: análisis de su presencia y significado en las grandes culturas del mundo antiguo*. Universidad Autónoma de Madrid.
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L. y Yarusinsky, M. (2000). Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary science reviews*, 19(1), 347-361.
- Denton, G.H. y Karlén, W. (1973). Holocene climatic variations: their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, 3, 155-205.
- Desir, G., Gutiérrez Elorza, M. y Gutiérrez Santolalla, F. (2003). Origen y evolución de playas en una zona semiárida con arenas eólicas (región de Coca, Cuenca del Duero, España). *Boletín Geológico y Minero*, 114(4), 395-407.
- Desprats, J.F., Raclot, D., Rousseau, M., Cerdan, O., Garcin, M., Le Bissonnais, Y., Slimane B., Fouche, J. y Monfort-Climent, D. (2013). Mapping linear erosion features using high and very high resolution satellite imagery. *Land Degradation & Development*, 24(1), 22-32.
- Díaz, A.P. (2011). Geoarqueología y reconstrucción de contextos arqueológicos: Contribución y nuevas perspectivas desde el Área de Prehistoria de la Universidad del País Vasco. *Veleia*, 24-25, 689-700.
- Díez Castillo, A., Bernabeu Aubán, J., Orozco Köhler, T. y La Roca Cervigón, N. (2010). Las campañas de excavación de 2010 y 2011 en el Mas d'Is (Penàguila, Alacant). *Saguntum-PLAV*, 42, 105-109.
- Domènech, E. (2012). Apuntes sobre los materiales paleolíticos y epipaleolíticos de la Cova d'En Pardo. En: J.A. Soler Díaz (Ed.). *Cova d'En Pardo. Arqueología en la memoria*. Fundación MARQ y Ayuntamiento de Alcoy, 167-172.
- Domènech, E., Bergadà, M. y Roca, C. (2012). Nuevas aportaciones al Paleolítico superior medio de la Cova Beneito (Muro, Alacant). *Recerques del Museu d'Alcoi*, 21, 7-16
- Domínguez-Villar, D., Fairchild, I.J., Baker, A., Wang, X, Edwards, R.L. y Cheng, H. (2009). Oxygen isotope precipitation anomaly in the North Atlantic region during the 8.2 ka event. *Geological Society of America*, 37, 1095-1098.
- Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A., Blanca Ruiz Zapata, M., José Gil García, M. y de Bustamante Gutiérrez, I. (2002). Climatic changes since the Late-glacial/Holocene transition in La Mancha Plain (South-central Iberian Peninsula, Spain) and their incidence on Las Tablas de Daimiel marshlands. *Quaternary International*, 93, 73-84.
- Dormoy, I., Peyron, O., Combourieu-Nebout, N., Goring, S., Kotthoff, U. y Magny, M. (2009). Terrestrial climate variability and seasonality changes in the Mediterranean region between 15,000 and 4,000 years BP deduced from marine pollen records. *Climate of the Past*, 5, 615-632.

- Dorn, R.I. (1994). The role of climatic change in alluvial fan development. *Geomorphology of Desert Environments* Springer Netherlands, 593-615.
- Drysdale, R., Zanchetta, G., Hellstrom, J., Maas, R., Fallick, A., Pickett, M., Cartwright, I. y Piccini, L. (2006). Late Holocene drought responsible for the collapse of Old World civilizations in recorded in an Italian cave flowstone. *Geology*, 34, 101-104.
- Dumas, B. (1969). Glacis et croutes calcaires dans le Levant espagnol. *Buletin de l'Association de Geographes Françaises*, 46(375-376), 553-561.
- Dumas, B. (1977). *Le Levant Espagnol. La gènese du relief*. Tesis Doctoral. Paris, Université de París-XII, 520 p.
- Dupré, M. (1986). Contribution de l'analyse pollinique à la connaissance du paléoenvironnement en Espagne. *L'Anthropologie*, 90 (3), 589-591.
- Dupré, M. (1988). *Palinología y paleoambiente. Nuevos datos españoles. Referencias*. Serie de trabajos varios, SIP Valencia.
- Dupré, M. (1995). Cambios ambientales en el territorio valenciano. La palinología. *El Cuaternario del País Valenciano*. AEQUA-GVQ, 205-216.
- Duque Espino, D.M. y Grau Almera, E. (2007). Informe final de los resultados antracológicos de la Cova d'En Pardo (Planes, Alicante). Inédito, 34 p.
- Ebbesen, H., Hald, M. y Eplet, T.H. (2007). Lateglacial and early Holocene climatic oscillations on the western Svalbard margin, European Arctic. *Quaternary Science Reviews*, 26(15), 1999-2011.
- Edeso, J.M. (2006). Caracterización granulométrica, morfométrica, litológica y de las terrazas fluviales del valle del río Oiartzun (Gipuzkoa, País vasco). *Lurralde: Investigación y Espacio*, 29, 299-342.
- Efstratiou, N., Fumanal, M. P., Ferrer, C., Urem Kotsos, A., Curci, A., Tabliacozzo, G., Startouli, S.M., Ntinou, M., Badal, E., Madella, M. y Skourtopoulou, K. (1998). Excavations at the Neolithic settlement of Makri, Thrace, Greece (1988-1996) – A preliminary report. *SAGUNTUM*, 31, 11-62.
- Egea Vivancos, A. (2010). La cultura del agua en época ibérica: una visión de conjunto. *LUCENTUM: Anales de la universidad de Alicante. Prehistoria, arqueología e historia antigua*, (29), 119-138.
- Eixea, A., Villaverde, V., Zilhão, J., Bergadà, M., Sanchis, A., Morales, J., Sanchis, A., Morales, J.V., Real, C. y Martínez, J.A. (2012). Variation in the use of space through time at Abrigo de la Quebrada (Chelva, Valencia). The case of Middle Paleolithic levels IV and VII. En: *Debating spatial archaeology: International workshop on landscape and spatial analysis in archaeology*, 153-166.
- Ejarque, A., Miras, Y., Riera, S., Palet, J.M. y Orengo, H. A. (2010). Testing micro-regional variability in the Holocene shaping of high mountain cultural landscapes: a palaeoenvironmental case-study in the eastern Pyrenees. *Journal of Archaeological Science*, 37(7), 1468-1479.
- Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures. *The Journal of Geology*, 63, 538-578.
- Espinosa, A. (2013). *Descubiertos en Villajoyosa los bancales más antiguos de la fachada Mediterránea*. <http://www.vilamuseu.es/blog/2013/05/descubiertos-en-villajoyosa-los-bancales-mas-antiguos-de-la-fachada-mediterranea/>
- Esquembre Bebia, M.A. y Simón García, J.L. (2001). Consideraciones en torno al poblamiento de la Edad del Bronce en la Marina Alta. *Archivo de Prehistoria Levantina*, (24), 199-222.
- Esquembre Bebia, M.A., Boronat Soler J.D., Jover Maestre, F.J., Molina Hernández, F.J., Luján Navas, A.L., Fernández López de Pablo, J.F; Martínez Valle, R., Iborra Eres, M.P., Ferrer García, C., Ruiz Pastor, R. y Ortega Pérez, J.R. (2008). El yacimiento neolítico del Barranquet de Oliva (Valencia). En: *IV Congreso del Neolítico Peninsular, 27-30 de noviembre de 2006*. Museo Arqueológico de Alicante-MARQ, 183-190.
- Estévez Rubio, A, Yébenes Simón, A., Alfaro García, P., Pina Gosálbez, J.A. y Andreu Rodes, J.M. (2008). *Itinerarios geológicos por la provincia de Alicante*. Universidad de Alicante, 318 p.
- Estrela, M.J. y Fumanal, M.P. (1989). El Cuaternario aluvial de les Valls d'Alcoi. *Guía de las Jornadas de campo Pleistoceno superior y Holoceno en el área valenciana*, 79-89.
- Estrela Navarro, M.J. (1990). *Las costras calcáreas en el ámbito valenciano: estudio morfogenético*. Universitat de València.
- Estrela, M.J., Fumanal, M.P. y Garay, P. (1993). Evolución geomorfológica de los valles prebéticos nororientales. *Cuaternario y Geomorfología*, AEQUA-SEG, 7, 157-170.
- Farmer, E.J., Chapman, M.R. y Andrews, J.E. (2008). Centennial-scale Holocene North Atlantic surface temperatures from Mg/Ca ratios in *Globigerina bulloides*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(12), Q12029, doi:10.1029/2008GC002199.
- Farrand, R.F. (1987). Depositional History of Franchthi Cave: Sediments, Stratigraphy and Chronology. En: *Excavations at Franchthi Cave, Greece*. Fascicle 12.

- Farrand, W.R. (2001). Sediments and stratigraphy in rockshelters and caves: A personal perspective on principles and pragmatics. *Geoarchaeology*, 16(5), 537-557.
- Faust, D., Diaz del Olmo, F. y Baena Escudero, R. (2000). Soils in the Holocene alluvial sediments of the Rio Fraja valley, Spain: in situ or soil-sediments? *Catena*, 41, 133-142.
- Faust, D., Zielhofer, C., Baena Escudero, R. y Diaz del Olmo, F. (2004). High-resolution fluvial record of late Holocene geomorphic change in northern Tunisia: climatic or human impact?. *Quaternary Science Reviews*, 23(16), 1757-1775.
- Faust, D., Zielhofer, C., Baena, R. y Díaz del Olmo, F. 2004. High resolution fluvial record of late Holocene geomorphic change in northern Tunisia: climatic or human impact? *Quaternary Science Reviews*, 23, 1757-1775.
- Fensterer, C. Scholz, D., Hoffmann, D.L., Spötl, Ch., Schoröder-Ritzrau, A., Hornf, Ch., Pajón, J.M. y Mangini, A. (2013). Millennial-scale climate variability during the last 12,5 ka in Carribean Speleothem. *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 143-151.
- Ferre, L. C. y Huerta, R. P. (2014). Landscape and forest exploitation at the ancient Neolithic site of La Draga (Banyoles, Spain). *The Holocene*, 24(3), 266-273.
- Fernández, S., Carrión, J.S., Fuentes, N., González-Sampériz, P., Gil, G., García-Martínez, M.S. y Riquelme, J.A. (2007). Palynology of Carhuela Cave, southern Spain: completing the record. *Geobios*, 40, 75-90.
- Fernández López de Pablo, J., García Puche, M., Diez Castillo, A., Ferrer García, C. y Ortí, A.M. (2008). Resultados preliminares del proyecto de investigación sobre los orígenes del Neolítico en el Alto Vinalopó y su comarca: la revisión de El Arenal de la Virgen (Villena, Alicante). En: *IV Congreso del Neolítico Peninsular, 27-30 de noviembre de 2006*. Museo Arqueológico de Alicante-MARQ, 107-116.
- Fernández López de Pablo, J. y Gómez Puche, M.M. (2009). Climate change and population dynamics during the Late Mesolithic and the Neolithic transition in Iberia. *Doc. Praehist.*, 36, 67-96.
- Fernández López de Pablo, J. y Jochim, M.A. (2010). The impact of the 8,200 cal BP climatic event on human mobility strategies during the Iberian Late Mesolithic. *Journal of Anthropological Research*, 66(1), 39-68.
- Fernández López de Pablo, J., Gómez Puche, M.G. y Martínez-Ortí, A. (2011). Systematic consumption of non-marine gastropods at open-air Mesolithic sites in the Iberian Mediterranean region. *Quaternary International*, 244(1), 45-53.
- Fernández López de Pablo, J.F., Gómez Puche, M., Ferrer García, C. y Yll Aguirre, R. (2012). El arenal de la virgen (Villena, Alicante), primer asentamiento perilacustre del mesolítico de muescas y denticulados en la Península Ibérica: datos culturales, cronoestratigráficos y contextualización paleoambiental. *Zephyrus*, 68, 87-114.
- Fernández López de Pablo, J., Salazar-García, D.C., Subirà-Galdacano, M.E., Roca de Togores, C., Gómez-Puche, M., Richards, M. y Esquembre-Bebía, M.A. (2013). Late Mesolithic burials at Casa Corona (Villena, Spain): direct radiocarbon and palaeodietary evidence of the last forager populations in Eastern Iberia. *Journal of Archaeological Science*, 40(1), 671-680.
- Fernández López de Pablo, J., Gómez Puche, M.M. y Esquembre Bebia, M.A. (2014). Casa Corona (Villena, Alicante, Spain). In Sala, R. (ed.), *Pleistocene and Holocene hunter gatherers in Iberia and the Gibraltar Strait: the current archaeological record*. Universidad de Burgos Fundación Atapuerca, 331-337.
- Fernández Mosquera, D. y Sanjurjo Sánchez, J. (2008). A simple method to separate quartz and feldspar and its application to TL/OSL methods. *Geochronometria*, 30(1), 41-47.
- Fernández Ochoa, C., Gil Sendino, F. y Orejas Saco Del Valle, A. (2004). La villa romana de Veranes. El complejo rural tardorromano y propuesta de estudio del territorio. *Archivo Español de Arqueología*, vol. 77, Instituto de Historia (CSIC), 197-219.
- Fernández Peris, J.F., Guillem Calaytud, P.M. y Martínez Valle, R. (1997). Cova del Bolomor. *Los Primeros Habitantes de las Tierras Valencianas*. Valencia. Museo de Prehistoria. Servicio de Investigación Prehistórica. Centro Cultural de la Beneficiencia.
- Ferrer García, C. (1997). Cambios costeros históricos en Dénia (País Valencià). *Cuaternario y Geomorfología*, 11(3-4), 125-142.
- Ferrer García, C. (2005). Asentamientos portuarios históricos del litoral meridional valenciano. *Méditerranée*, 104(1-2), 119-128.
- Ferrer García, C. (2006). La Illeta dels Banyets, el Campello. Estudio Sedimentológico. En J. Soler (ed.). *La ocupación prehistórica de la Illeta dels Banyets (el Campello, Alicante)*. Publicaciones del Museo Arqueológico Provincial de Alicante MARQ, Serie Mayor 5, Alicante, 211-237.

- Ferrer García, C. (2010). Los adobes y la arquitectura del barro en la Bastida de les Alcusses (Moixent, Valencia). Una aproximación desde el análisis sedimentológico. *Archivo de Prehistoria Levantina*, XXVIII, 273-300.
- Ferrer García, C. (2011). Estudio Sedimentológico del yacimiento arqueológico de Benàmer. En: P. Torregrosa Giménez, F.J. Jover y E. López Seguí (eds.). *Benàmer (Muro d'Alcoi, Alicante). Mesolíticos y neolíticos en las tierras meridionales valencianas*. Trabajos Varios del SIP, 112, Valencia, 65-83.
- Ferrer García, C. (2012). Estudio sedimentológico de la Cova d'En Pardo. Cronoestratigrafía y Paleoambiente. En: J.A. Soler Díaz (ed.). *Cova d'En Pardo. Arqueología en la memoria*. Fundación MARQ y Ayuntamiento de Alcoy, 149-166.
- Ferrer García, C. (2013). Agradación en un abanico litoral durante la primera mitad del Holoceno Superior en la Illeta dels Banyets (El Campello, Alicante). *Cuaternario y geomorfología*, 27(1-2), 33-52.
- Ferrer, C., Fumanal, M.P. y Guitart, I. (1993). Entorno geográfico del hombre del Bronce: Implicaciones geoarqueológicas. *Cuadernos de Geografía*, 53, 17-33.
- Ferrer García, C. y Blázquez Morilla, A.M. (1999). El abanico del Vinalopó a lo largo del holoceno superior: una aproximación geoarqueológica. *Cuadernos de geografía*, 65-66, 347-358.
- Ferrer García, C. y Blázquez Morilla, A.M. (2012). The evolution of the Albufereta lagoon (western Mediterranean): climate cycles and sea-level changes. *Journal of Coastal Research*, 28(6), 1617-1626.
- Ferrio, J. P., Araus, J. L., Buxó, R., Voltas, J. y Bort, J. (2005). Water management practices and climate in ancient agriculture: inferences from the stable isotope composition of archaeobotanical remains. *Vegetation History and Archaeobotany*, 14(4), 510-517.
- Figueras Pacheco, F. (1950). La Isleta del Campello del litoral de Alicante. Un yacimiento síntesis de las antiguas culturas del Mediterráneo. *Archivo español de arqueología*, 23, 13-37.
- Fisher, R. V. (1971). Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 41(4).
- Flemming, B.W. (2007). The influence of grain-size analysis methods and sediment mixing on curve shapes and textural parameters: implications for sediment trend analysis. *Sedimentary Geology*, 202(3), 425-435.
- Fletcher, W.J., Boski, T. y Moura, D. (2007). Palynological evidence for environmental and climatic change in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13 000 years. *The Holocene*, 17(4), 481-494.
- Fletcher, W.J. y Sánchez Goñi, M.F. (2008). Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research* 70, 451-464.
- Fletcher, W. J., Goñi, M. F., Peyron, O., y Dormoy, I. (2010). Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a Western Mediterranean forest record. *Climate of the Past*, 6(2), 245-264.
- Fletcher, W.J. y Zielhofer, C. (2013). Fragility of Western Mediterranean landscapes during Holocene rapid climate changes. *Catena*, 103, 16-29.
- Fletcher, W.J., Debret, M. y Sánchez Goñi, M.F. (2013). Mid-Holocene emergence of a low-frequency millennial oscillation in western Mediterranean climate: Implications for past dynamics of the North Atlantic atmospheric westerlies. *The Holocene*, 23(2), 153-166.
- Folk, R.L. (1974). *Petrology of sedimentary rocks*. Austin Texas: Hemphili Publication, Company, 182 p.
- Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26
- Fornós, J.J., Ginés, J., Gràcia, F., Merino Juncadella, A., Gómez-Pujol, L. y Bover, P. (2014). Cave deposits and sedimentary processes in Cova des Pas de Vallgornera (Mallorca, Western Mediterranean). *International Journal of Speleology*, 43(2), 159-174.
- Fortea Pérez, F.J. (1973). *Los complejos microlaminares y geométricos del epipaleolítico mediterráneo español*. Seminario de Prehistoria y arqueología, memoria 4, Salamanca.
- Fortea Pérez, J. (1985). El Paleolítico y Epipaleolítico en la región central del Mediterráneo peninsular: estado de la cuestión industrial. *Arqueología del País Valenciano: panorama y perspectivas*. Universidad de Alicante. Secretariado de Publicaciones, 81-145
- Fortea Pérez, F. y Martí Oliver, B. (1985). Consideraciones sobre los inicios del Neolítico en el Mediterráneo Español. *Zephyrus*, 37-38, 176-199.
- Fournier, J., Gallon, R.K. y Paris, R. (2014). G2Sd: a new R package for the statistical analysis of unconsolidated sediments. *Géomorphologie*, 1(1), 73-78.

- Frank, N., Ricard, E., Lutringer-Paquet, A., van der Land, C., Colin, C., Blamart, D., y van Weering, T. (2009). The Holocene occurrence of cold water corals in the NE Atlantic: implications for coral carbonate mound evolution. *Marine Geology*, 266(1), 129-142.
- Frías Castillejo, C. (2010). El poblamiento rural de Dianium, Lucentum, Ilici y la ciudad romana de la Vila Joiosa (siglos II aC-VII dC). Bases para su estudio. *Publicaciones de la Universidad de Alicante, Alicante*.
- Friedman G.D. (1967). Dinamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sandy, I *Sedimentary Petrology* 39, 327-354.
- Friedman, G.M. (1979). Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins: addendum to IAS Presidential Address. *Sedimentology*, 26(6), 859-862.
- Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M. Sierro, J.F., Flores, J.A., Grimalt, J.O. Hodell D.A. y Curtis, J.H. (2007): Holocene climate variability in the western Mediterranean region from a deepwater sediment record. *Paleoceanography*, 22. PA2209, doi:10.1029/2006PA001307
- Fullola, J.M., Mangado, X., Tejero, J.M., Petit, M.A., Bergadà, M.M., Nadal, J., García-Argüelles, P., Bartolí, R. y Mercadal, O. (2012). The Magdalenian in Catalonia (north-east Iberia). 909686 - *Quaternary International*, 272-273, 55-74.
- Fumanal García, M.P. (1986). *Sedimentología y clima en el País Valenciano: las cuevas habitadas en el cuaternario reciente*. Diputación de Valencia.
- Fumanal García, M.P. (1990). Dinámica sedimentaria holocena en valles de cabecera del País Valenciano. *Cuaternario y Geomorfología*, 4, 93-106.
- Fumanal García, M.P. (1994). El yacimiento musteriense de El Salt (Alcoi, País Valenciano): rasgos geomorfológicos y climatoestratigrafía de sus registros. *Sagvntvm. Papeles del Laboratorio de Arqueología de Valencia*, 27, 39-55.
- Fumanal García, M.P. (1995). Los depósitos cuaternarios en cuevas y abrigos. Implicaciones sedimentoclimáticas. *El Cuaternario del País Valenciano*. Valencia, AEQUA y Universitat de València, 115-124.
- Fumanal García, M.P. (2005). Estudio paleoambiental de la Cova de les Bruixes. En: Norberto Mesado Oliver (aut.). *La cova de les Bruixes (Rosell, Castellón)*. Servicio de Investigación Prehistórica, 111-118.
- Fumanal García, M.P. y Calvo Cases, A. (1981). Estudio de la tasa de retroceso de una vertiente mediterránea en los últimos 5000 años (Serra del Benicadell, sur del País Valenciano). *Saitabi*, 121-139.
- Fumanal, M.P., Sanjaume, E. y Pérez Cueva, A. (1985). Una playa flandriense en la marjal de Pego. *Actas de la I Reunión de Cuaternario Ibérico*, 407-418.
- Fumanal, M.P. y Ferrer, C. (1992). Mas del Corral. Geomorfología y sedimentología. *Recerques del Museu d'Alcoi*, 1, 91-93.
- Fumanal, M.P., Usera, J., Viñals, M.J., Mateu, G., Belluomini, G., Manfra, L. y Proszynska-Bordas, H. (1993). Evolución cuaternaria de la bahía de Xàbia (Alicante). *Estudios sobre Cuaternario*, 17-26.
- Fumanal, M.P., Martínez Gallego, J. y Rey, J. (1994). Marine/continental Quaternary and Neotectonics in the Valencian Littoral (Spain). *Mediterranean and Black Seas Shoreline Subcommission, INQUA. News letter*, 16, s.p.
- Fumanal, M.P. y Carmona, P. (1995). Paleosuelos pleistocenos en algunos enclaves del País Valenciano. *El Cuaternario del País Valenciano*, 125-134.
- Fumanal, M.P., Hernández-Molina, F.J., Rey, J., Blázquez, A.M. y Somoza, L. (1995). Evolución morfosedimentaria de la plataforma continental y el dominio costero entre Villajoyosa y el Cabo de Santa Pola (Alicante) durante el Cuaternario terminal. *Reconstrucción de palaeoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*, 27-42.
- Fumanal García, M.P. y Yébenes, A. (1996). Los depósitos cuaternarios de les Penyes de l'Albir en el contexto sedimentario litoral valenciano. *Cuadernos de Geografía*, 60, 259-294.
- Fumanal, M.P., Hernández, M.S., Ferrer, C., Serna, A., Batlle, J., Martínez, J. y Bordas, V. (1996). Estudio arqueológico de Cabezo Redondo (Villena, Alicante): un yacimiento de la Edad del Bronce y sus condicionantes medioambientales. *Cuaternario y Geomorfología*, 10(3-4), 5-20.
- Fumanal García, M.P., Batle-Sales, J., Bordás, V., Hernández Pérez, M.S., Serna Gancedo, A., Martínez, J. y Ferrer, C. (1997). Un modelo de estudio interdisciplinar: el Cabezo Redondo (Villena, Alicante) y su entorno. In *Actas del XXIII Congreso Nacional de Arqueología: Elche, 1995*, 143-160.
- Fumanal García, M.P. y Ferrer, C. (1997). Factores geomorfológicos que caracterizan la Laguna de Villena. En: *Agua y territorio*. Ajuntament de Petrer, 35-44.

- Fumanal García, M.P. y Ferrer García, C. (1998a). El yacimiento arqueológico de La Picola (litoral de Santa Pola, España). Estudio geomorfológico y sedimentológico. *Cuaternario y Geomorfología*, 12 (1-2), 77-93.
- Fumanal García, M.P. y Ferrer García, C. (1998b). Estudio sedimentológico de las series estratigráficas. En: M.J. de Pedro (ed.). *La Llama de Betxi. Un poblado de la Edad del Bronce*. SIP, Serie Trabajos Varios, 94. Diputación Provincial de Valencia. Valencia, 321-347.
- Gagan, M.K. (1998). La Tº y el balance del agua superficial del Océano en el Holoceno Medio en el Pacífico Occidental Tropical. *Science* 279 (5353), 1014-1018. doi:10.1126/science.279.5353.1014. PMID 9461430.
- Gaibar-Puertas, C. (1974). Los movimientos recientes del litoral Alicantino. II: el segmento extendido entre la Punta de Ifach y Cabo Huertas. *Rev. Inst. Est. Alicant*, 11, 43-106.
- Gallego, J.L.R., Ortiz, J.E., Sierra, C., Torres, T. y Llamas, J.F. (2013). Multivariate study of trace element distribution in the geological record of Roñanzas Peat Bog (Asturias, N. Spain). Paleoenvironmental evolution and human activities over the last 8000 cal yr BP. *Science of the Total Environment*, 454, 16-29.
- Garay, P. (1995). El karst en el País Valenciano (procesos y depósitos). En: *El Cuaternario del País Valenciano*. Valencia. Ed. Universitat de València y AEQUA, 73-80.
- Garay, P. (2004). Relieves kársticos en España: una evolución geomorfológica compleja. *Investigaciones en sistemas kársticos españoles*, (12), 27-47. I
- García-Alix A., Jiménez-Moreno, G., Anderson, R.S., Jiménez Espejo, F.J. y Delgado Huertas, A. (2012). Holocene environmental change in southern Spain deduced from the isotopic record of a high-elevation wetland in Sierra Nevada. *J Paleolimnol* (2012) 48, 471-484
- García-Alix, A., Jimenez-Espejo, F.J., Lozano, J.A., Jiménez-Moreno, G., Martínez-Ruiz, F., García Sanjuan, L., Aranda Jiménez, G., García Alfonso, E., Ruiz-Puertas, G. y Anderson, R. S. (2013). Anthropogenic impact and lead pollution throughout the Holocene in Southern Iberia. *Science of the Total Environment*, 449, 451-460.
- García-Argüelles, P., Fullola, J.M., Roman, D., Nadal, J. y Bergadà, M.M. (2013). El modelo epipaleolítico geométrico tipo Filador 40 años después: vigencia y nuevas propuestas. *F. Javier Forcia Pérez. Universitat Ovetensis Magister. Estudios en homenaje*. Servicio de publicaciones de la Universidad de Oviedo, 151-165.
- García-Argüelles, P., Nadal, J., Fullola, J.M., Bergadà, M.M., Domingo, I., Allué, E. y Lloveras, L. (2014). Nuevas interpretaciones del Paleolítico superior de la Cataluña meridional: el yacimiento de L'Hort de la Boquera (Priorat, Tarragona). *Trabajos de Prehistoria*, 71-2, 242-260.
- García Atiénzar, G. (2006). Abrigos, valles y pastores. Análisis espacial del paisaje pastoril en las tierras centro-meridionales valencianas. *La aplicación de los SIG en la Arqueología del Paisaje*, 149-170.
- García Atiénzar, G. (2009). Territorio Neolítico. *Las primeras comunidades campesinas en la fachada oriental de la península Ibérica (ca. 5600-2800 cal BC)*. BAR International Series, 2021.
- García Atiénzar, G. (2011). VII-IV milenio cal BC. El asentamiento prehistórico de Benàmer: consideraciones sobre la ocupación y explotación del territorio en el valle medio del Serpis. En: P. Torregrosa Giménez, F.J. Jover Maestre y E. López Seguí (eds.). *Benàmer (Muro d'Alcoi, Alicante). Mesolíticos y neolíticos en las tierras meridionales valencianas*. Serie de Trabajos Varios del SIP, 112, 301-316.
- García Atiénzar, G. (2014). Primeras aportaciones del proyecto de excavaciones arqueológicas en el poblado campaniforme del Peñón de la Zorra (Villena, Alicante). *MARQ. Arqueología y Museo. Extra-1. Arqueología en Alicante en la primera década del siglo XX*, 196-201
- García Borja, P., Verdasco Cebrián, C., Muñoz Abril, M., Carrión Marco, Y., Pérez Jordà, G., Tormo Cuñat, C. y Trelis Martí, J. (2007). Materiales arqueológicos del Bronce final aparecidos junto al Barranc del Botx (Crevillent, Alacant). *Recerques del Museu d'Alcoi*, 16, 89-112.
- García Borja, P., Carrión Marco, Y., Montero Ruiz, I. y Pérez Jordà, G. (2010). Campaña de excavaciones de urgencia en Caramoro II (Elx, Alacant). *MARQ, Arqueología y Museos*, 4, 37-66.
- García Borja, P., Salazar-García, D.C., Perez Fernandes, Á., Pardo Gordó, S. y Casanova Vañó, V. (2011). El Neolítico antiguo cardial y la Cova de la Sarsa (Bocairent, València). Nuevas perspectivas a partir de su registro funerario. *Munibe: Antropología y arqueología*, 62, 175-195.
- García Gandía, J.R. (2009). *La necrópolis orientalizante de Les Casetes (La Vila Joiosa, Alicante)*. Universidad de Alicante. (Vol. 19).
- García García, M.J., Ruiz Zapata, M.B., Santisteban, J. I., Mediavilla, R., López-Pamo, E. y Dabrio, C. J. (2007). Late Holocene environments in Las Tablas de Daimiel (south central Iberian peninsula, Spain). *Vegetation History and Archaeobotany*, 16(4), 241-250.

- García-García, F., Bohorquez, P., Martínez-Sánchez, C., Pérez-Valera, F., Pérez-Valera, L.A., Calero, J.A. y Sánchez-Gómez, M. (2013). Stratigraphic architecture and alluvial geoarchaeology of an ephemeral fluvial infilling: Climatic versus anthropogenic factors controlling the Holocene fluvial evolution in southeastern Spain drylands. *Catena*, 104, 272-279
- García-Hidalgo, J.F., Temiño, J. y Segura, M. (2002). Holocene eolian sediments on the southern border of the Duero Basin (Spain): origin and development of an eolian system in a temperate zone. *Journal of Sedimentary Research*, 72(1), 30-39.
- García-Hidalgo, J.F., Temiño, J. y Segura, M. (2007). Holocene aeolian development in Central Spain; chronology, regional correlations and causal processes. *Quaternary Science Reviews*, 26(19), 2661-2673.
- García Menárguez, A. y Prados Martínez, F. (2014). La presencia fenicia en la Península Ibérica: el Cabezo Pequeño del Estaño (Guardamar del Segura, Alicante). *Trabajos de Prehistoria*, 71(1), 113-133.
- García Puchol, O., Barton, C.M., Bernabeu, J. y Aura, J.E. (2001). Las ocupaciones prehistóricas del Barranc de l'Encantada (Beniarrés, Alacant). Un primer balance de la intervención arqueológica en el área a través del análisis del registro lítico. *Recerques del Museu d'Alcoi*, 10, 25-42.
- García Puchol, O. y Aura Tortosa, J. E. (2006). *El abric de la Falguera (Alcoi, Alacant): 8.000 años de ocupación humana en la cabecera del río de Alcoi*. Diputación de Alicante, Fundación MARQ, Ajuntament d'Alcoi y Caja de Ahorros del Mediterráneo.
- García Puchol, O., Cotino, F., Miret, C., Pascual, J. Ll., McClure, S., Molina, Ll., Alapont, L., Carrion, Y., Morales, J.V., Blasco, J. y Culleton, B. (2010). Cavidades de uso funerario durante el Neolítico final/Calcolítico en el territorio valenciano: trabajos arqueológicos en el Avenc dels Dos Forats o Cova del Monedero (Carcaixent, Valencia). *Archivo de Prehistoria Levantina*, XXVIII, 139-206.
- García-Ruiz, J.M., Moreno, A., González Sampérez, P.G., Valero Garcés, B.L. y Martí Bono, C.E. (2010). La cronología del último ciclo glaciario en las montañas del sur de Europa: una revisión. *Cuaternario y geomorfología: Revista de la Sociedad Española de Geomorfología y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario*, 24(1), 35-46.;
- Garzón Heydt M.G., Ortega Becerril, J.A. y Garrote Revilla, J. (2009). Las avenidas torrenciales en cauces efímeros: ramblas y abanicos aluviales. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 17(3), 264-276.
- Gee, G.W., Bauder, J.W. y Klute, A. (1986). Particle-size analysis. *Methods of soil analysis. Part 1. Physical and mineralogical methods*, 383-411.
- Genty, D., Blamart, D., Ouahdi, R., Gilmour, M., Baker, A., Jouzel, J. y Van-Exter, S. (2003). Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in Western Europe from stalagmite data. *Nature*, 421, 833-837.
- Gibbard, P.L., Smith, A.G., Zalasiewicz, J.A., Barry, T.L., Cantrill, D., Coe, A.L., Cope, J.C.W., Gale, A.C., Gregory, F.J., Powell, J.H., Rawson, P.S. y Waters, C.N. (2005). What status for the Quaternary? *Boreas*, 34(1), 1-6.
- Gil-Romera, G., Carrion, J.S., McClure, S. B., Schmich, S. y Finlayson, C. (2009). Holocene vegetation dynamics in mediterranean Iberia. Historical Contingency and Climate-Human Interactions. *Journal of anthropological research*, 65(2), 271-285.
- Giraudeau, J., Cremer, M., Manthé, S., Labeyrie, L. y Bond, G. (2000). Coccolith evidence for instabilities in surface circulation south of Iceland during Holocene times. *Earth and Planetary Science Letters*, 179(2), 257-268.
- Gladfelter, B.G. (1977). Geoarchaeology: the geomorphologist and archaeology. *American Antiquity* 42, 4, 519-538.
- Glennie, K.W. (1970). *Desert Sedimentary Environments*. Developments in Sedimentology 14, Elsevier, Amsterdam, 222 p.
- Goldberg, P. y Sherwood, S.C. (2006). Deciphering human prehistory through the geoarchaeological study of cave sediments. *Evolutionary Anthropology: Issues, News, and Reviews*, 15(1), 20-36.
- Goldberg, P., Holliday, V.T. y Ferring, C.R. (Eds.). (2013). *Earth sciences and archaeology*. Springer Science & Business Media.
- Goldberg, P. y Macphail, R.I. (2006). *Practical and theoretical geoarchaeology*. Blackwell publishing. Publicado por John Wiley y Sons en 2008 y online en 2013. file:///C:/Users/USUARIO/Downloads/Practical_and_Theoretical_Geoarchaeology.pdf
- Gómez-Paccard, M., Larrasoana, J.C., Sancho, C., Muñoz, A., McDonald, E., Rhodes, E.J. y Beamud, E. (2013). Environmental response of a fragile, semiarid landscape (Bardenas Reales Natural Park, NE Spain) to Early Holocene climate variability: A paleo-and environmental-magnetic approach. *Catena*, 103, 30-43.

- Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Palade, B., Vázquez-Selem, L. y Salvador-Franch, F. (2012). The deglaciation of the Sierra Nevada (southern Spain) .*Geomorphology*, 159, 93-105.
- Gómez-Villar, A. (1996). Conos aluviales en pequeñas cuencas torrenciales de montaña. *Geoforma Ediciones, Logroño*, 365-377.
- González, J.A., López de Azcona, C. y Asensio, I. (1983). Formaciones eólicas cuaternarias en el Valle del Río Tajo. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 5, 605-630.
- González Pérez, V.E. (1985). Precisiones sobre los depósitos cuaternarios en la antigua albufera del Saladar de Alicante. En: *Geomorfología litoral y cuaternaria: homenaje a Juan Cuerda*, 35-52. Universitat de València.
- González-Pérez, J.A., González-Vila, F.J., Almendros, G. y Knicker, H. (2004). The effect of fire on soil organic matter a review. *Environment international*, 30(6), 855-870.
- González Prats, A.G. (2000). Fenicios e indígenas en el levante peninsular. In *Fenicios e indígenas en el Mediterráneo y occidente: modelos de interacción: actas de los Encuentros de Primavera de la Universidad de Cádiz en El Puerto de Santa María, 1998*. Ayuntamiento de El Puerto de Santa María, 107-118.
- González Prats, A.G. y Ruíz Segura, E. (2000). El yacimiento fenicio de La Fonteta (Guardamar del Segura, Alicante, Comunidad Valenciana). *Serie popular*, (4), 6-79.
- González-Sampérez, P. (1998). Estudio palinológico de la cueva de En Pardo (Planes, Alicante). Primeros resultados. *Cuaternario y Geomorfología*, 12, 45-61.
- González-Sampérez, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T. y Dedoubat, J.J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66(1), 38-52.
- González-Sampérez, P., Utrilla, P., Mazo, C., Valero-Garcés, B., Sopena, M.C., Morellón, M., Sebastián, M., Moreno, A. y Martínez-Bea, M. (2009). Patterns of human occupation during the early Holocene in the Central Ebro Basin (NE Spain) in response to the 8.2 ka climatic event. *Quaternary Research*, 71(2), 121-132.
- González-Sampérez, P., Leroy, S.A.G., Fernández, S., García-Antón, M., Gil-García, M.J., Uzquiano, P., Valero-Garcés, B. y Figueiral, I. (2010). Steppes, savannahs, forests and phytodiversity reservoirs during the Pleistocene in the Iberian Peninsula. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 162, 427-457
- Goy, J.L., Zazo, C., Bardají T., Somoza L., Causse C. y Hillaire-Marcel C. (1993). Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d' Alicante- Murcie, Sud-Este de l'Espagne. *Geodinamica Acta*, 6, 103-119.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Lario, J., Borja, F., Sierro, F.J. y Flores, J.A. (1996). Global and regional factors controlling changes of coastlines in southern Iberia (Spain) during the Holocene. *Quat. Sci. Rev.* 15, 773-780.
- Goy, J.L., Zazo, C. y Dabrio, C.J. (2003). A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50, 251-268.
- González Pérez, V.E. y Rosselló i Verger, V.M. (1978). La Serra del Molar y sus yacimientos pleistocenos. *Cuadernos de geografía*, 23, 107-126.
- González, V. (1985). Precisiones sobre los depósitos cuaternarios en la antigua albufera del Saladar de Alicante. *Geomorfología litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuerda. Valencia*, 35-52.
- Grau Mira, I. (2000-2001). La formación del mundo ibérico en los valles de L'Alcoià y el Comtat (Alicante): un estado de la cuestión. *Lucentum*, XIX-XX, 95-112.
- Grau Mira, I. (2013). Síntesis: El Puig y el paisaje de los "oppida" en las montañas de la Contestania. En: I. Grau Mira y J.M. Segura Martí. *El oppidum ibérico de El Puig d'Alcoi: asentamiento y paisaje en las montañas de la Contestania*, 259-290.
- Grau Mira, I. y Moratalla Javega, J. (1997). El poblamiento de época ibérica en el Alto Vinalopó. *I Congreso del Vinalopó. Agua i Territorio*, 215-240.
- Grau Mira, I. y Moratalla Javega, J. (2001). Interpretación económica del enclave. En: L. Abad y F. Sala (eds.). *El poblamiento ibérico en el Bajo Segura. El Oral (II) y La Escudera*. Bibliotheca Archaeologica Hispana, 12, 173-203.
- Grau Mira, I y Segura Martí, J.M. (2013). *El oppidum ibérico de El Puig d'Alcoi. Asentamiento y paisaje en las montañas de la Contestania*. Alcoi: Ayuntamiento de Alcoi, 312 p.
- Grau Mira, I. y Rueda Galán, C. (2014). Memoria y tradición en la (re)creación de la identidad ibérica: reviviscencia de mitos y ritos en época tardía (ss. II-I aC), En: T. Tortosa (ed). *Diálogo de*

- identidades bajo el prisma de las manifestaciones religiosas en el Mediterráneo (ss. III a.C-I d.C).* Anejos Archivo Español Arqueología, 101-122.
- Gregory, K.J., Benito, G., Dikau, R., Golosov, V., Johnstone, E.C., Jones, J.A.A., Macklin, M.G., Parsons, A.J., Passmore, D. G., Poesen, J., Soja, R., Starkel, L., Thorndycraft, V.R. y Walling, D. E. (2006). Past hydrological events and global change. *Hydrological Processes*, 20, 199-204.
- Grosjean, M., Núñez, L., Cartajena, I. y Messerli, B. (2005). Palaeoindian occupation of the Atacama Desert, northern Chile. *Journal of Quaternary Science*, 20(7), 643-654. Grove, 2004),
- Guilabert, A.P., Jover F.J. y Fernández, J. (1999). Las primeras comunidades agropecuarias del Río Vinalopó (Alicante). *II Congrès del Neol tic a la Península Ibérica. Saguntum-PLAV*, Extra-2: 283-290. Valencia.
- Guilaine, J. (dir.) (2000). *Premiers paysans du monde, naissance des agricultures*. Séminaire du Collège de France. Avant-propos.  ditions Errance, 320 p.
- Guilaine, J. (2000-2001). La diffusion de l'agriculture en Europe: une hypothèse arythmique. *Zephyrus* 53-54, 267-272.
- Guillem Calatayud, P.M. y Martínez Valle, R. (2005). Arte Rupestre de l'alt Maestrat: las cuencas de la Valltorta y de la Rambla Carbonera. In *Actas del Congreso de Arte Rupestre en la Espa na Mediterránea: Alicante, 25-28 de octubre de 2004*. Instituto Alicantino Juan Gil-Albert, 71-88.
- Guillem Calatayud, P.M., Vicente Gabarda, M. Martínez Valle., Iborra Eres, M.P. y Casabó i Bernad, J. (2013). Aspectes bioestratigr fics del límit plio-pleistocè i l'inici del pleistocè a l'interior de les terres valencianes a partir dels micromamífers (rodentia). *Animals i arqueologia hui*, Museu de Prehistòria de València, 45-64.
- Gutiérrez, F., Valero-Garcés, B., Desir, G., González-Samper z, P., Gutiérrez, A., Linares, R., Zarroca, M., Moreno, A., Guerrero, J., Roqu , C., Arnald, L.J. y Demuro, M. (2013). Late Holocene evolution of playa lakes in the central Ebro depression base on geophysical surveys and morphostratigraphic analysis of lacustrine terraces. *Geomorphology*, 196, 177-197.
- Gutiérrez-Elorza, M. y Peña-Monné, J.L. (1998). Geomorphology and late Holocene climatic change in Northeastern Spain. *Geomorphology*, 23(2), 205-217.
- Harms, J.C. y Fahnestock, R.K. (1965). Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). En: G.V. Middleton (ed.). *Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Okla., 12, 84-115
- Hartmann, D. (2007). From reality to model: Operationalism and the value chain of particle-size analysis of natural sediments. *Sedimentary Geology*, 202(3), 383-401.
- Hartmann, D. y Flemming, B. (2007). From particle size to sediment dynamics: An introduction. *Sedimentary Geology*, 202(3), 333-336.
- Harvey, A.M. (1984). Aggradation and dissection sequences on Spanish alluvial fans: influence on morphological development. *Catena*, 11, 289-304.
- Harvey, A.M. (1990). Factors influencing Quaternary Alluvial Fan Development in Southeast Spain. En: A.H. Rachocki y M. Church (Ed.). *Alluvial Fans. A Field Approach*. Wiley and Sons, New York, 247-270 pp.
- Harvey, A.M. (2004). The response of dry-region alluvial fans to late Quaternary climatic change. *Desertification in the Third Millenium*. Balkema, Rotterdam, 83-98.
- Harvey, A.M. y Wells, S.G. (2003). Late Quaternary variations in alluvial fan sedimentologic and geomorphic processes, Soda Lake basin, eastern Mojave Desert, California. *Special Papers-Geological Society of America*, 207-230.
- Harvey, A. M., Foster, G., Hannam, J. y Mather, A. E. (2003). The Tabernas alluvial fan and lake system, southeast Spain: applications of mineral magnetic and pedogenic iron oxide analyses towards clarifying the Quaternary sediment sequences. *Geomorphology*, 50(1), 151-171.
- Harvey, A.M., Mather, A.E. y Stokes, M. (2005). Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics-introduction. A review of alluvial-fan research. *Geological Society, London, Special Publications*, 251(1), 1-7.
- Haywood, J.M., Jones, A. y Jones, G.S. (2014). The impact of volcanic eruptions in the period 2000–2013 on global mean temperature trends evaluated in the HadGEM2-ES climate model. *Atmospheric Science Letters*, 15(2), 92-96.
- Hemming, S.R. (2004). Heinrich events: massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global imprint. *Reviews of Geophysics*, 42, 1-43.
- Hernández Pérez, M.S. (1997). Desde la Periferia de El Argar. La Edad del Bronce en las tierras meridionales valencianas. *Saguntum*, 30, 93-114.
- Hernández Pérez, M.S. (2001). La Edad del Bronce en Alicante. En: *Y acumularon tesoros: mil años de historia en nuestras tierras: Valencia, Murcia, Castellón, Alicante, Barcelona*, 201-218.

- Hernández Pérez, M.S. (2005). Los tesoros de Villena y el Cabezo Redondo. *El Tesoro de Villena. Un descubrimiento de José María Soler*, 111-125.
- Hernández Pérez, M.S. (2009-2010). La Edad del Bronce en las tierras meridionales valencianas: Panorama y perspectivas. En *Anales de prehistoria y arqueología*, 25, 9-34.
- Hernández Pérez, M.S. y Alberola Belda, E. (1988). Ledua (Novelda, Alacant): un yacimiento de llanura en el neolítico valenciano. *Archivo de Prehistoria Levantina*, 18, 149-158.
- Hernández Pérez, M.S. y López Mira, J.A., (1992). *Bronce Final en el Medio Vinalopó. A propósito de dos conjuntos cerámicos del Tabaiá (Aspe, Alicante)*. Trabajos Varios del S.I.P., 89, 1-16. Valencia.
- Hernández Pérez, M.S. y Martí Oliver, B. (2000-2001). El arte rupestre de la fachada mediterránea: entre la tradición epipaleolítica y la expansión neolítica. *Zephyrus*, 53(54), 241-265.
- Hernández, M.S., Fumanal, M.P., Martínez, J., Batlle, J., Bordás, V., Ferrer, C. y Serna, A. (1995). Un modelo de estudio interdisciplinar: el Cabezo Redondo (Villena, Alicante) y su entorno. *Actas del XXIII Congreso Nacional de Arqueología*. Elx, 143-159.
- Hernández Pérez, M.S., López Padilla, J.A. y Soler Díaz, J. (eds.) (2009). *Los confines del Algar. Una cultura de la Edad del Bronce en Alicante*.
- Hernández Pérez, M.S. y López Padilla, J.A. (2010). La muerte en el argar alicantino. El Tabaiá como paradigma. En: B. Soler (coord.). *Restos de vida, de muerte. La muerte en la Prehistoria*, 221-228
- Hernández-Beloqui, B., Iriarte-Chiapusso, M.J., Echazarreta-Gallego, A. y Ayerdi, M. (2015). The Late Holocene in the western Pyrenees: A critical review of the current situation of palaeopalynological research. *Quaternary International*, 364, 78-85.
- Hoelzmann, P., Keding, B., Berke, H., Kröpelin, S. y Kruse, H. J. (2001). Environmental change and archaeology: lake evolution and human occupation in the Eastern Sahara during the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 169(3), 193-217.
- Holland, K.T. y Elmore, P.A. (2008). A review of heterogeneous sediments in coastal environments. *Earth-Science Reviews*, 89(3), 116-134.
- Holliday, V.T., 2004. *Soils in Archaeological Research*. Oxford University Press, New York.
- Houben, H. y Guillaud, H. (1989) *Traité de construction en terre CRATERRE*. En: *L'ENCYCLOPÉDIE de la construction en terre*. Paris, Parenthèses, v. 1, 300 p.
- Houben, P., Hoinkis, R., Santisteban, J.I., Salat, C. y Mediavilla, R. (2011). Combining allostratigraphic and lithostratigraphic perspectives to compile subregional records of fluvial responsiveness: The case of the sustainably entrenching Palancia River watershed (Mediterranean coast, NE Spain). *Geomorphology*, 129(3), 342-360.
- Hoyos, M. (1979). El karst en Asturias durante el Pleistoceno superior y Holoceno. Geomorfoogía, Sedimentología, Paleoclimatología. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Hoyos Gómez, M. y Laville, H. (1982). Nuevas aportaciones sobre la estratigrafía y sedimentología de los depósitos del Paleolítico Superior de la Cueva de El Pendo (Santander): sus implicaciones. *Zephyrus*, 34. 285-293.
- Hoyos, M. (1994). Características sedimentokársticas y paleoclimáticas de los interestadios de Laugerie-Lascaux en la Cornisa Cantábrica. *Monográfico El Solutrense en la Península Ibérica, Férvedes*, 1, 21-37.
- Hoyos, M. y Aguirre, E. (1995). El registro paleoclimático pleistoceno en la evolución del karst de Atapuerca (Burgos): el corte de Gran Dolina. *Trabajos de prehistoria*, 52(2), 31-45.
- Hoyos Gómez, M., Sáez Buriagoa A. y Ormazabal, A. (1999). Cronoestratigrafía y paleoclimatología de los depósitos prehistóricos de la cueva de Arrillor (Araba, País Vasco)». *Munibe*, 51, 137-151.
- Hughes, M.K. (2002). Dendrochronology in climatology—the state of the art. *Dendrochronologia*, 20(1), 95-116.
- Iborra Eres, M.P. y Martínez Valle, R. (2009). La Fauna de los Niveles Neolíticos de la Cova de les Cendres. En: *La Cova de Les Cendres*. Museo Arqueológico de Alicante-MARQ, 149-162.
- IGME (1975). *Mapa geológico de España 1:50.000. Alcoy (821)*. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria. Mapa y memoria, 31 p.
- IGME (1978). *Mapa geológico de España 1:50.000. Alicante (872)*. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria. Mapa y memoria, 33 p.
- IGME (1981). *Mapa geológico de España 1:50.000. Villajoyosa (874)*. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria. Mapa y memoria, 26 p
- Jalut, G., Amat, A. E., i Mora, S. R., Fontugne, M., Mook, R., Bonnet, L. y Gauquelin, T. (1997). Holocene climatic changes in the western Mediterranean: installation of the Mediterranean climate. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 325(5), 327-334.

- Jalut, G., Dedoubat, J.J., Fontugne, M. y Otto, T. (2009). Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: climate forcing and human impact. *Quaternary international*, 200(1), 4-18.
- Jalut, G., Esteban Amat, A., Bonnet, L., Gauquelin, T. y Fontugne, M. (2000). Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 160(3), 255-290.
- Jiménez-Espejo, F.J., García-Alix, A., Jiménez-Moreno, G., Rodrigo-Gámiz, M., Anderson, R.S., Rodríguez-Tovar, F.J., Martínez-Ruiz, F., Giral, S., Delgado Huertas, A. y Pardo-Igúzquiza, E. (2014). Saharan aeolian input and effective humidity variations over western Europe during the Holocene from a high altitude record. *Chemical Geology*, 374-375, 1-12.
- Jiménez-Moreno, G., García-Alix, A., Hernández-Corbalán, M.D., Anderson, R.S. y Delgado-Huertas, A. (2013). Vegetation, fire, climate and human disturbance history in the southwestern Mediterranean area during the late Holocene. *Quaternary Research*, 79(2), 110-122.
- Jiménez-Moreno, G. y Anderson, R.S. (2012). Holocene vegetation and climate change recorded in alpine bog sediments from the Borreguiles de la Virgen, Sierra Nevada, Southern Spain. *Quaternary Research*, 77(1), 44-53.
- Johnsen, S.J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. y Steffensen, J.P. (1992). Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 359, 311-313.
- Jordá Pardo, J.F., Aura Tortosa, J.E., Rodrigo García, M.J., Pérez Ripoll, M. y Badal García, E. (2003). El registro paleobiológico cuaternario del yacimiento arqueológico de la Cueva de Nerja. (Málaga, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 2003, 98, 1-4, 73-89.
- Jordá Pardo, J.F. (2006). 2. Estudio geoarqueológico del Abric de la Falguera (Alcoi, Alacant). En: O. García Puchol y L. Molina Balaguer (eds.). *El Abric de la Falguera (Alcoi, Alacant). 8.000 años de ocupación humana en la cabecera del río de Alcoi*, Museu Aqueològic Municipal Camil Visedo Moltó (Alcoi), Diputación de Alicante, Ayuntamiento de Alcoi y Caja de Ahorros del Mediterráneo. Alcoi, 19-41
- Jordá Pardo, J.F. y Aura Tortosa, J.E. (2008). 70 fechas para una cueva. Revisión crítica de 70 dataciones C14 del Pleistoceno superior y Holoceno de la Cueva de Nerja (Málaga, Andalucía, España). *Espacio, Tiempo y Forma. Serie I. Nueva época. Prehistoria y Arqueología*, 1, 239-256.
- Jordá Pardo, J.F., Baena Preysler, J., Carral González, P., García-Guinea, J., Correcher Delgado, V. y Yravedra Sainz de los Terreros, J. (2008). Procesos sedimentarios y diagenéticos en el registro arqueológico del yacimiento Pleistoceno de la Cueva de El Esquilleu (Picos de Europa, Norte de España). *Cuaternario y geomorfología*, 22, 31-46.
- Jordá Pardo, J.F. y Aura Tortosa, J.E. (2009). El límite Pleistoceno-Holoceno en el yacimiento arqueológico de la Cueva de Nerja (Málaga, España): Nuevas aportaciones cronoestratigráficas y paleoclimáticas, *Geogaceta* 46, 95-98.
- Jordá Pardo, J.F., Aura Tortosa, J.E., Álvarez Fernández, E., Avezuela Aristu, B., Badal, E., Maestro González, A., Morales Pérez, V., Pérez Ripoll, M. y Villalba Currás, M.P. (2011). Evolución paleogeográfica, paleoclimática y paleoambiental de la costa meridional de la Península Ibérica durante el Pleistoceno superior. El caso de la Cueva de Nerja (Málaga, Andalucía, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 105(1-4) 137-147.
- Jover Maestre, F.J. y López Padilla, J.A. (1999). Campesinado e historia: consideraciones sobre las comunidades agropecuarias de la Edad del Bronce en el Corredor del Vinalpó. *Archivo de Prehistoria Levantina*, (23), 233-258.
- Jover Mestre, F.J. y López Padilla, J.A. (2004). 2110-1200 BC. Aportaciones al proceso histórico en la cuenca del río Vinalopó. En: Hernández, Hernández-Pérez, (coords.). *La Edad del Bronce en las tierras valencianas y zonas limítrofes (Villena, 2002)*. Instituto Juan Gil-Albert. Alicante, 285-302.
- Jover Maestre, F.J., Torregrosa Giménez, P. y López Seguí, E.J. (2011). Los asentamientos prehistóricos de Benàmer: modo de vida y organización social. En: P. Torregrosa Giménez, F.J. Jover Maestre y E.J. López Seguí (coords.). *Benàmer (Muro de Alcoi, Alicante): Mesolíticos y neolíticos en las tierras meridionales valencianas*, Trabajos Varios del SIP, 112, 317-340.
- Jover Maestre, F.J., López Padilla, J. A. y García-Donato Layrón, G. (2014). Radiocarbono y estadística Bayesiana: aportaciones a la cronología de la Edad del Bronce en el extremo oriental del sudeste de la península Ibérica. *SAGVNTVM*, 46, 41-69.
- Jover Maestre, F.J. y García Atiénzar, G. (2014). Sobre la neolitización de los grupos mesolíticos en el este de la Península Ibérica: la exclusión como posibilidad. *Pyrenae*, 45(1), 55-88.
- Juan-Cabanilles, J. y Martí Oliver, B. (2002). Poblamiento y procesos culturales en la Península Ibérica del VII al V milenio A.C. (8000-5500 BP). Una cartografía de la neolitización. En: E. Badal, J.

- Bernabeu y B. Martí (eds.). *El paisaje en el Neolítico mediterráneo*. Departament de Prehistòria i d'Arqueologia, Universitat de València (Saguntum Extra-5), València, pp. 45-87.
- Juan-Cabanilles, J. y Martí Oliver, B. (2007-2008). La fase C del epipaleolítico reciente: lugar de encuentro o línea divisoria. Reflexiones en torno a la neolitización en la fachada mediterránea peninsular. *Veleia*, 24-25: 611-628.
- Juan-Cabanilles, J. y García Puchol, O. (2013). Rupture et continuité dans la néolithisation du versant méditerranéen de la péninsule Ibérique: mise à l'épreuve du modèle de la dualité culturelle. En: J. Jaubert, N. Fourment y P. Depaepe (dirs.). *Transition, ruptures et continuité durant la Préhistoire*. Actes du XXVIIe Congrès Préhistorique de France, Bordeaux-Les Eyzies, 31 mai -5 juin 2010, Tomo 1, Société Préhistorique Française, Burdeos, 405-417.
- Julià, R., Negendank, J.F.W., Seret, G., Brauer, A., Burjachs, F., Endres, Ch., Giralt, S., Lobo, A., Parés, J.M., Roca, J.R. y Wansard, G. (2000). Origin and evolution of desertification in the Mediterranean environment in Spain. En: P. Balabanis, D. Peter, A. Ghazi y M. Tsogas (ed.). *Mediterranean Desertification: Research results and policy implications*, 2, 67-76.
- Kaal, E. y Janssen, H.G. (2008). Extending the molecular application range of gas chromatography. *Journal of Chromatography A*, 1184(1), 43-60.
- Kaal, J. y Rumpel, C. (2009). Can pyrolysis-GC/MS be used to estimate the degree of thermal alteration of black carbon? *Organic Geochemistry*, 40(12), 1179-1187.
- Kaplan, M.R. y Wolfe, A.P. (2006). Spatial and temporal variability of Holocene temperature in the North Atlantic region. *Quaternary Research*, 65(2), 223-231.
- Karkanas, P. (2007). Identification of lime plaster in prehistory using petrographic methods: A review and reconsideration of the data on the basis of experimental and case studies. *Geoarchaeology*, 22(7), 775-796.
- Karkanas, P., White, D., Lane, C.S., Stringer, C., Davies, W., Cullen, V.L., Smith, V.C., Ntinou, M., Tsartsidou, G. y Kyparissi-Apostolika, N. (2015). Tephra correlations and climatic events between the MIS6/5 transition and the beginning of MIS3 in Theopetra Cave, central Greece. *Quaternary Science Reviews*, 118, 170-181.
- Keigwin, L.D. y Boyle, E.A. (2000) Detecting Holocene changes in thermohaline circulation, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97, 4, 1343-1346.
- Kershaw, S., Guo, L. y Braga, J.C. (2005). A Holocene coral-algal reef at Mavra Litharia, Gulf of Corinth, Greece: structure, history, and applications in relative sea-level change. *Marine geology*, 215(3), 171-192.
- Kim, J.H., Rimbu, N., Lorenz, S.J., Lohmann, G., Nam, S.I., Schouten, S., Rühlemann, C. y Schneider, R. (2004). North Pacific and North Atlantic sea-surface temperature variability during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 23(20), 2141-2154.
- Kingery, W.D., Vandiver, P.B. y Prickett, M. (1988). The beginnings of pyrotechnology, part II: Production and use of lime and gypsum plaster in the Pre-Pottery Neolithic Near East. *Journal of Field Archaeology*, 15, 219-244.
- Königsson, L.K. (1989). Human impact trends in the landscape development at Hjärtenholm during the last 5000 years. *Striae*, 25, 59-73.
- Krumbein W.C. (1934). Size frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 4, 65-77.
- Krumbein, W.C. y Sloss, L.L. (1963). *Stratigraphy and sedimentation*. Freeman, San Francisco and London, 660 p.
- Langford, R.P. y Chan, M.A. (1989). Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology*, 36(6), 1037-1051.
- Laville, H. (1975). *Climatologie et chronologie de Paléolithique en Périgord*. Etude sédimentologique de dépôts en grottes et sous abris. Université de Provence, Etudes Quaternaires, M&M. 4
- Laville, H. (1976). Deposits in calcareous rock shelters: analytical methods and climatic interpretation. *Geoarchaeology: Earth Science and the Past*, Duckworth, London, 137-155.
- Laville, H. (1988). Recent developments on the chronostratigraphy of the Paleolithic in the Perigord. En: H.L. Dibble and A. Montet-White. *Upper Pleistocene Prehistory of Western Asia*. Univ. Museum Monographic, 54, 147-160.
- Laville, H., Rigaud, J.P. y Sackett, J. (1980). *Rock shelters of the Perigord: geological stratigraphy and archaeological succession*. New York: Academic Press.
- Laville, H. y Hoyos M. (1981). Estudio geológico de la cueva de Racaño. En: I. Barandiarán; J. González Etxegaray (dir.). *El Paleolítico superior de la cueva del Rascaño (Santander)*. Ministerio de Cultura, Dirección General de Bellas Artes, Archivos y Bibliotecas.
- Leopold, M. y Völkel, J. (2007). Colluvium: definition, differentiation, and possible suitability for reconstructing Holocene climate data. *Quaternary International*, 162-163, 133-140.

- Le Roux, J.P. y Rojas, E.M. (2007). Sediment transport patterns determined from grain size parameters: Overview and state of the art. *Sedimentary Geology*, 202(3), 473-488.
- Lewis, D.W. y McConchie, D. (1994). *Analytical sedimentology*. Springer Science & Business Media.
- Llobregat Conesa, E. (1981). Toros y agua en los cultos funerarios ibéricos. *SAGVNTVM. Papeles del Laboratorio de Arqueología de Valencia*, 16, 149-164.
- Llobregat Conesa, E. (1986). Ileta dels Banyets. *Arqueología en Alicante*. 1976-1986. Alicante, 63-67.
- Llobregat, E. (1997). L'Illeta dels Banyets (El Campello, Camp d'Alacant) ¿fou un emporion? En: Olcina, M. (Ed.). *La Illeta dels Banyets (El Campello, Alicante)*. *Estudios de la Edad del Bronce y Época Ibérica*. Serie Mayor, 1. Museo Arqueológico Provincial de Alicante, 13-20.
- López Bertran, M. (2007). *Ritualizando cuerpos y paisajes: un análisis antropológico de los ritos fenicio-púnicos*. Tesis Doctoral, Universitat Pompeu-Fabra.
- López-Días, V., Blanco, C.G., Bechtel, A., Püttmann, W. y Borrego, A.G. (2013). Different source of n-alkanes and n-alkan-2-ones in a 6000 cal. yr BP Sphagnum-rich temperate peat bog (Roñanzas, N Spain). *Organic geochemistry*, 57, 7-10.
- López-García, J., Blain, H. A., Bennàsar, M., Alcover, J.A., Bañuls-Cardona, S., Fernández-García, M., Fontanals, M., Martín, P., Morales, J.I., Munoz, L., Pedro, M. y Vergés, J. (2014). Climate and landscape during Heinrich Event 3 in south-western Europe: the small-vertebrate association from Galls Carboners cave (Mont-ral, Tarragona, north-eastern Iberia). *Journal of Quaternary Science*, 29(2), 130-140.
- López Gómez, A. y Rosselló Verger, V.M. (1978). *Geografía de la provincia de Alicante*. Diputación de Alicante, 615 p.
- López-Merino, L., Cortizas, A.M. y López-Sáez, J.A. (2011). Human-induced changes on wetlands: a study case from NW Iberia. *Quaternary Science Reviews*, 30(19), 2745-2754.
- López Padilla, J.A. (2006). Consideraciones en torno al "Horizonte Campaniforme de Transición". *Archivo de Prehistoria levantina*, (26), 193-244.
- López Padilla, J.A., Belmonte Mas, D. y Miguel Ibáñez, M.P. (2006). Los enterramientos de la Ileta dels Banyets de El Campello. Prácticas funerarias en la frontera oriental de El Argar. En: J.A. Soler Díaz (ed.). *La ocupación prehistórica de la Ileta dels Banyets (El Campello, Alicante)*. MARQ, Serie Mayor 5. Diputación de Alicante. Alicante, 119-171
- López Padilla, J.A. (2014). *Cabezo Pardo (San Isidro-Granja de Rocamora, Alicante): excavaciones arqueológicas en el yacimiento de la Edad del Bronce*. Museo Arqueológico De Alicante. MARQ.
- López Sáez, J.A., López Merino, L. y Pérez Díaz, S. (2008). Crisis climáticas en la Prehistoria de la Península Ibérica: el Evento 8200 cal. BP como modelo. En : S. Rovira et al. (eds.). *Actas VII Congreso Ibérico de Arqueometría*, 77-86. Madrid.
- López Seguí, E.J., García Bebiá, M.A. y López Ortega, J.R. (1990). La Cova del Cantal (Biar, Alicante). *Lucentum: Anales de la universidad de Alicante. Prehistoria, arqueología e historia antigua*, (9), 25-50.
- Lozano, M.V., Sancho, C., Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Ortiz, J.E., De Torres, T., Pardo, G., Osácar, M.C. y Auqué, L. (2012): Análisis preliminar de las tobas cuaternarias del río Ebrón. Castielfabib, Valencia, Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 51, 51-54
- Lull, V., Castro Martínez, P. y Micó, R. (1996). *Cronología de la Prehistoria Reciente de la Península Ibérica y Baleares (c.288-900 cal ANE)*. Tempus Reparatum. Oxford. Bar Internacional Series, 652, 295 p.
- Lull, V., Risch, R., Rihuete, C. y Micó, R. (2013). Political collapse and social change at the end of El Argar. En: R. Risch and H. Meller (eds.). *1600 – Cultural change in the shadow of the Thera-Eruption?* Halle. Landesmuseum Für Vorgeschichte, 283-301.
- Luque Marín, J.A. (2003). El Lago de Sanabria: un sensor de las oscilaciones climáticas del Atlántico Norte durante los últimos 6.000 años El registro de la Pequeña Edad del Hielo (LIA), los eventos Dansgaard-Oeschger (D-O), y el ciclo de Bond. Tesis Doctoral. <http://hdl.handle.net/2445/34787>
- Lustig, L.K. (1965). Clastic sedimentation in deep springs valley, California. *Geological Survey Professional Paper* 352, 131-192.
- Machado Yanes, M.C. (2011). El medio ecológico y la utilización de combustible entre el 6400 y el 3700 Cal BC. En: P. Torregrosa Giménez, F.J. Jover Maestre y E.J. López Seguí (coords.). *Benàmer (Muro de Alcoi, Alicante): Mesolíticos y neolíticos en las tierras meridionales valencianas*, Trabajos Varios del SIP, 112, 97-103.
- Macklin, M.G., Benito, G., Gregory, K.J., Johnstone, E., Lewin, J., Michczyńska, D.J., Soja, R., Starkel, L. y Thorndycraft, V.R. (2006). Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe. *Catena*, 66(1), 145-154.

- Macklin, M.G., Johnstone, E. y Lewin, J. (2005). Pervasive and long-term forcing of Holocene river instability and flooding in Great Britain by centennial-scale climate change. *The Holocene*, 15 (7), 937-943.
- Macklin, M.G., Lewin, J. y Woodward, J.C. (2012). The fluvial record of climate change. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 370(1966), 2143-2172.
- Magny, M., Miramont, C. y Sivan, O. (2002). Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors in Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 186, 47-59.
- Magny, M., De Beaulieu, J. L., Drescher-Schneider, R., Vanni re, B., Walter-Simonnet, A. V., Miras, Laurent Milleta, Y., Bossueta, G., Peyrona, O., Brugiapagliae, E. y Leroux, A. (2007). Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews*, 26(13), 1736-1758.
- Magny, M., Peyron, O., Sadori, L., Ortu, E., Zanchetta, G., Vanni re, B. y Tinner, W. (2012). Contrasting patterns of precipitation seasonality during the Holocene in the south-and north-central Mediterranean. *Journal of Quaternary Science*, 27(3), 290-296.
- Manen, C. y Guilaine, J. (2002). La ceramica impressa della Francia meridionale. *Fugazzola Delpino Ma, Pessina A., Tin  V. ed. Le prime ceramiche del mediterraneo*, 37-49.
- Manning, S.W., Ramsey, C. B., Kutschera, W., Higham, T., Kromer, B., Steier, P. y Wild, E.M. (2006). Chronology for the Aegean Late Bronze Age 1700-1400 BC. *Science*, 312 (5773), 565-569.
- Manning, S.W. y David A. Sewell, D.A. (2002). Volcanoes and History: a significant relationship? The case of Santorini. En: Robin Torrence y John Grattan (eds.). *Natural Disasters and Cultural Change*.
- Manten, A.A. (1966). Half a century of modern palynology. *Earth-Science Reviews*, 2, 277-316.
- March, R.J. (1995). L' tude des structures de combustion en arch ologie. *Annals de la Fondation Fyssen*, 10, 53-68.
- Marinova, E., Kirleis, W. y Bittmann, F. (2012): Human landscapes and climate change during the Holocene. *Veget Hist Archaeobot* DOI 10.1007/s00334-012-0361-3
- Márquez Villora, J.C. (1999). *El comercio romano en el portus ilicitanus: el abastecimiento exterior de productos alimentarios:(siglos I a. C.-V d. C.)*. Universidad de Alicante, 537 p.
- Martí Bonafé, M.A. y Mata Parreño, C. (1992). Cerámicas de tipo fenicio occidental en las comarcas de L'Alcoià y El Comtat (Alacant). *SAGUNTUM-PLAV*, 25, 103-117
- Martin, G. (1970). Las pesqueras de la costa de Alicante. *SAGUNTUM-PLAV*, 10, 139-156
- Martí Oliver, B. (2004). La Edad del Bronce en el País Valenciano: una Cultura en los confines del Argar. *La Edad del Bronce en tierras valencianas y zonas límitrofes*, Alicante, 15-24.
- Martí Oliver, B. (2007). Agricultura y transformación del paisaje. 7500 años de historia. En: *El paisaje mediterráneo. Opciones de multifuncionalidad*. Cuadernos de sostenibilidad y Patrimonio natural, 11, Madrid, Fundación Santander Central Hispano, 2007, 45-57.
- Martí Oliver, B. (2008). Cuevas, poblados y santuarios neolíticos: una perspectiva mediterránea. En: M. Hernández, J. Soler y A. López (coord.). *Actas del IV Congreso del Neolítico Peninsular*, Alicante, Museo Arqueológico, tomo I, 17-27.
- Martí Oliver, B. (2012). La Cova de l'Or (Beniarrés, Alicante). *Sagvntvm Extra*, 12, 183-186.
- Martí Oliver, B., Pascual, V., Gallart, M.D., López, P., Pérez Ripoll, M., Acuña, J.D. y Robles, F. (1980). *Cova de l'Or (Beniarrés, Alicante)*. Servicio de Investigación Prehistórica (Serie Trabajos Varios, 65), Valencia, 298 p.
- Martí Oliver, B. y Hernández Pérez, M.S. (1988). *Art rupestre y cultura material*. Valencia.
- Martí Oliver, B., Aura, J.E., Juan-Cabanilles, J., García, O. y Fernández, J. (2009). El Mesolítico Geométrico de tipo Cocina en el País Valenciano. En: P. Utrilla y L. Montes (eds.). *El Mesolítico geométrico en la Pen sula Ibérica*. Monografías Arqueológicas 44, Zaragoza, 205-258.
- Martí Oliver, B. y Juan-Cabanilles, J.J. (2014). Los primeros agricultores neolíticos mediterráneos (VI-V milenios a.C.). In *Protohistoria de la Pen sula Ibérica: del Neolítico a la Romanizaci n*. Universidad de Burgos, 19-41.
- Martín-Chivelet, J., Muñoz-García, M.B., Edwards, R.L., Turrero, M.J. y Ortega, A.I. (2011). Northern Spain 4000 Year Stalagmite d13C and Temperature Reconstruction, *Global Planetary Change*, 77, 1-12.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Mata, M. P., González-Sampériz, P., Bao, R., Moreno, A. y Stefanova, V. (2008). Arid and humid phases in southern Spain during the last 4000 years: the Zonar Lake record, Cordoba. *The Holocene*, 18(6), 907-921.

- Martín-Puertas, C., Valero, B.L., Brauer, A., Mata, M.P., Delgado-Huertas, A. y Dulski, P. (2009). The Iberian Roman Humid Period (2600-2100 cal yr BP) in the Zóñar Lake varve record (Andalucía, southern Spain). *Quaternary Research*, 71, 108-120.
- Martín-Puertas, C., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Nieto-Moreno, V., Rodrigo, M., Mata, M.P. y Valero-Garcés, B.L. (2010). Late Holocene climate variability in the southwestern Mediterranean region: an integrated marine and terrestrial geochemical approach. *Clim. Past*, 6, 807-816.
- Martín-Puertas, C., Matthes, K., Brauer, A., Muscheler, R., Hansen, F., Petrick, C., Aldahan, A., Possnert, G. y van Geel, B. (2012). Regional atmospheric circulation shifts induced by a grand solar minimum. *Nature Geoscience*, 5, 397-401.
- Martínez Cortizas, A. (2000). La reconstrucción de ambientes cuaternarios: ideas, ejemplos y una síntesis de la evolución del Holoceno en el NW de la Península Ibérica. *Estudios Quat. APEQ*, 3, 31-41.
- Martínez Cortizas, A.M., Mighall, T., Pombal, X.P., Munfoz, J.N., Varela, E.P. y Rebolol, R.P. (2005). Linking changes in atmospheric dust deposition, vegetation change and human activities in northwest Spain during the last 5300 years. *The Holocene*, 15(5), 698-706.
- Martínez Cortizas, A., Costa-Casais, M. y López-Sáez, J.A. (2009). Environmental change in NW Iberia between 7000 and 500 cal BC. *Quaternary International*, 200(1), 77-89.
- Martínez-Gallego, J., Fumanal García, M. P., Viñals Blasco, M. J., Somoza, L. y Rey Salgado, J. (1992). Geomorfología y neotectónica de la bahía de Xàbia (Alicante). En: *Estudios de geomorfología en España: Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología*. 537-546.
- Martínez Mira, I., Vilaplana Ortego, E., Such Basáñez, I. y García del Cura, M.Á. (2011). Análisis instrumental del recubrimiento de las paredes internas de dos estructuras negativas de tipo silo de la ocupación neolítica postcardial de Benàmer. En: P. Torregrosa Giménez, F.J. Jover Maestre y E.J. López Seguí (coords.). *Benàmer (Muro de Alcoi, Alicante): Mesolíticos y neolíticos en las tierras meridionales valencianas*. Trabajos Varios del SIP, 112, 277-298.
- Martínez-Pillado, V., Aranburu, A., Yusta, I. y Arsuaga, J.L. (2010). Clima y ocupaciones en la Galería de Estatuas (Atapuerca, Burgos) en los últimos 14000 años: relatos de una estalagmita. *Munibe*, 61, 89-102.
- Martínez-Pillado, V., Aranburu Artano, A., Yusta Arnal, I., Stoll, H., Arsuaga, J.L., Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J., Carretero, J.M. Adán, G., Juez, L. y Iriarte, E. (2012). Correlación de registros paleoambientales y ocupacionales en los últimos 14 ka de Cueva Mayor en Atapuerca (Burgos, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección geológica*, 106, 27-38.
- Martínez-Pillado, V., Aranburu, A., Arsuaga, J.L., Ruiz-Zapata, B., Gil-García, M.J., Stoll, H., Yusta, I., Iriarte, E., Carretero, J.M., Lawrence Edwards, R. y Cheng, H. (2014). Upper Pleistocene and Holocene palaeoenvironmental records in Cueva Mayor karst (Atapuerca, Spain) from different proxies: speleothem crystal fabrics, palynology and archaeology. *International Journal of Speleology*, 43(1), 1.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., Shackleton, N.J., de Abreu, L., Hutterli, M.A. y Stocker, T.F. (2007). Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian margin. *Science*, 317(5837), 502-507.
- Matarredona Coll, E. (1987). Procesos morfoclimáticos dominantes en la provincia de Alicante. *Investigaciones geográficas*, (5), 129-144.
- Mateu Bellés, J.F. (1990). Avenidas y riesgos de inundación en los sistemas fluviales mediterráneos de la Península Ibérica. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, (10), 45-86.
- Matthews, W., French, C., Lawrence, T. y Cutler, D. (1996). Multiple surfaces: The micromorphology. En: I. Hodder (ed.). *On the surface: Catalhoyuk 1993-95*. The MacDonald Institute for Research and British Institute of Archaeology of Ankara, Cambridge, p. 301-342.
- Matthews, J.A. y Briffa, K.R. (2005). The 'Little Ice Age': Re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87(1), 17-36.
- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W.B. y Prentice, M. (1997). Major Features and Forcing of High-altitude Northern Hemisphere Atmospheric Circulation using a 110,000-year-long Glaciochemical Series. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 102(C12), 26-345.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlen, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R. y Steig, E.J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243-255.

- McClure, S. B., Barton, C. M. y Jochim, M. A. (2009). Human behavioral ecology and climate change during the transition to agriculture in Valencia, eastern Spain. *Journal of Anthropological Research*, 253-269.
- McClure, S. B., García, O. y Culleton, B. J. (2010). AMS dating of human bone from Cova de la Pastora: new evidence of ritual continuity in the prehistory of eastern Spain. *Radiocarbon*, 52 (1), 25-32.
- McGee, D., deMenocal, P. B., Winckler, G., Stuut, J. B. W. y Bradtmiller, L. I. (2013). The magnitude, timing and abruptness of changes in North African dust deposition over the last 20,000 yr. *Earth and Planetary Science Letters*, 371, 163-176.
- McGee, D., Donohoe, A., Marshall, J. y Ferreira, D. (2014). Changes in ITCZ location and cross-equatorial heat transport at the Last Glacial Maximum, Heinrich Stadial 1, and the mid-Holocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 390, 69-79.
- McLaren, P. y Bowles, D. (1985). The effects of sediment transport on grain-size distributions. *Journal of Sedimentary Research*, 55(4), 457-470.
- McLaren, P., Hill, S.H. y Bowles, D. (2007). Deriving transport pathways in a sediment trend analysis (STA). *Sedimentary Geology*, 202(3), 489-498.
- Meeker, L.D. y Mayewski, P.A. (2002). A 1400-year high-resolution record of atmospheric circulation over the North Atlantic and Asia. *The Holocene*, 12(3), 257-266.;
- Mendes, I., Dias, J. A., Schönfeld, J., Ferreira, Ó., Rosa, F., Gonzalez, R. y Lobo, F. J. (2012). Natural and human-induced Holocene paleoenvironmental changes on the Guadiana shelf (northern Gulf of Cadiz). *The Holocene*, 22(9), 1011-1024.
- Menéndez Flor, J. y Florschtz, F. (1961). La concordancia entre la composición de la vegetación durante la 2ª mitad del Holoceno en la costa del Levante (Castellón de la Plana) y en la costa W de Mallorca. *Bol. Real Soc. Esp. Historia Natural*. (G) 59, 97- 100.
- Mercuri, A.M., Sadori, L. y Ollero, P.U. (2011). Mediterranean and north-African cultural adaptations to mid-Holocene environmental and climatic changes. *The Holocene*, 21(1), 189-206.
- Mercuri, A.M. y Sadori, L. (2014). Mediterranean culture and climatic change: past patterns and future trends. In *The Mediterranean Sea* (pp. 507-527). Springer Netherlands.
- Mesado, N., Fumanal, M.P. y Bordas, V. (1997). Estudio paleoambiental de la Cova de les Bruixes (Rosell, Castelló). Resultados preliminares. *Cuaternario y Geomorfología*, 11(3-4), 93-111.
- Miall, A.D. (1978). Tectonic setting and syndepositional deformation of molasse and other nonmarine-paralic sedimentary basins. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15(10), 1613-1632.
- Milker, Y., Schmiedl, G., Betzler, C., Andersen, N. y Theodor, M. (2012). Response of Mallorca shelf ecosystems to an early Holocene humid phase. *Marine Micropaleontology*, 90, 1-12.
- Miller, A., Barton, M., García, O. y Bernabeu, J. (2009). Surviving the Holocene. Human Ecological Responses to the Current Interglacial in Southern Valencia, Spain. *Journal of Anthropological Research*, 65, 207-220.
- Miller, G. H., Geirsdóttir, Á., Zhong, Y., Larsen, D.J., Otto-Bliesner, B.L., Holland, M.M., Bailey, D.A., Refsnider, K.A., Lehman, S.J., Southon, J.R., Andern, Cl., Björnsson, H. y Thordarson, T. (2012). Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks. *Geophysical Research Letters*, 39(2). <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2011GL050168/full>
- Miret i Mestre, J. (2014). Fosses, Sitges i altres coses. Catàleg d'estructures prehistòriques d'Europa. http://www.academia.edu/7172876/Fosses_sitges_i_altres_coses._Cat%C3%A0leg_de_estructures_prehist%C3%B2riques_dEuropa
- Miskovsky J.C. (1974). *Le Quaternaire du Midi Méditerranéen: stratigraphie et paléoclimatologie: d'après l'étude sédimentologique du remplissage des grottes et abris sous roche (Ligurie, Provence, Languedoc méditerranéen, Rousillon, Catalogne)*. Marseille, Laboratoire de paléontologie romaine et de préhistoire, Etudes Quaternaires: Géologie, Paléontologie, Préhistoire 3.
- Miskovsky, J.C. (1991). La sedimentologie archeologique. En: J. C. Miskovsky (ed.). *Stage de sedimentologie-archeologique*, Paris, CNRS, Documents de formation 27, 5-33.
- Molina Hernández F.J. (2001). Análisis del poblamiento en el área oriental de las comarcas de L'Alcoià y El Comtat (Alicante) durante el Neolítico I, a partir de la localización de nuevos yacimientos al aire libre. *Bolskan: Revista de arqueología del Instituto de Estudios Altoaragoneses*, 18, 195-206.
- Molina Hernández, F.J. (2012). La Parà (Al Patró, Vall de Gallinera): yacimiento del neolítico final al aire libre en las proximidades de la Cova d'En Pardo. En: J. Soler Díaz (e.). *Cova d'En Pardo: arqueología en la Memoria: Excavaciones de M. Tarradell, V. Pascual y E. Llobregat (1961-1965), catàleg de materials del Museu de Alcoy y estudios a partir de las campañas del*

- MARQ (1993-2007) en la cavidad de Planes, Alicante. Museu d'Alcoi y Fundación MARQ, 271-278.
- Molina Mas, F.A. (2015). Redescubriendo la Villa Romana de La Agualeja. (Monforte del Cid, Alicante), 20 años después. *Arqueología y Museos*, 06, 247-253.
- Molina Mas, F.A. y Ortega Pérez J.R. (2010). *Excavación arqueológica en el Camino del Río, Monforte del Cid (Alicante). Polígono 16, Parcela 604*. Memoria en elaboración.
- Molina Vidal, J. (2002). La irrupción de Hispania en los movimientos socioeconómicos del Mediterráneo Occidental durante las Guerras Civiles. *Gerión. Revista de Historia Antigua*, 20(1), 281-306.
- Monserrat-Martí, J.M. (1992). *Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del pirineo: estudio palinológico*. Monografías del Instituto Pirenaico de Ecología, 6. 170 p.
- Montenat, Ch. (1973). *Les formations néogènes et quaternaires du Levant Espagnol*. Tesis Inédita. Paris, Orsay, 1170 p.
- Montenat, Ch. (1977). *Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (cordillères bétiques orientales-Espagne): stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique*. Département des sciences de la terre de l'Université Claude Bernard.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P. y Coppier, G. (1990). Les bassins néogènes entre Alicante et Cartagena. *Doc. et Trav. I.G.A.L.* 12-13, 313-368.
- Moorey, P.R.S. (1994) *Ancient Mesopotamian Materials and Industries: The Archaeological Evidence*. Oxford: Clarendon Press.
- Morales-Molino, C. y García-Antón, M. (2014). Vegetation and fire history since the last glacial maximum in an inland area of the western Mediterranean Basin (Northern Iberian Plateau, NW Spain). *Quaternary Research*, 81(1), 63-77.
- Morales-Molino, C., García-Antón, M., Postigo-Mijarra, J. M. y Morla, C. (2013). Holocene vegetation, fire and climate interactions on the westernmost fringe of the Mediterranean Basin. *Quaternary Science Reviews*, 59, 5-17.
- Morales-Molino, C., Postigo-Mijarra, J. M., Morla, C. y García-Antón, M. (2012). Long-term persistence of Mediterranean pine forests in the Duero Basin (central Spain) during the Holocene: The case of *Pinus pinaster* Aiton. *The Holocene*, 22(5), 561-570.
- Moratalla, J. (2005). El territorio meridional de la Contestania. *Jornadas de Arqueología La Contestania Ibérica, treinta años después*. Alicante, 91-118
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Moreno, A., González-Sampérez, P., Mata, P., Romero, O., Maestro, M. y Navas, A. (2008). Holocene palaeohydrology and climate variability in Northeastern Spain: the sedimentary record of Lake Estanya (Pre-Pyrenean range). *Quaternary International*, 181(1), 15-31.
- Morellón, M., Pérez-Sanz, A., Corella, J.P., Buntgen, U., Catalán, J., Gonzalez-Samperiz, P., Gonzalez-Trueba, J.J., Lopez-Saez, J.A., Moreno, A., Pla, S., Saz-Sanchez, M.A., Scussolini, P., Serrano, E., Steinhilber, F., Stefanova, V., Vegas-Vilarrubia, T. y Valero-Garcés B. (2009). A multi-proxy perspective on millennium-long climate variability in the Southern Pyrenees. *Climate of the Past*, 8(2), 683-700.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., González-Sampérez, P., Vegas-Vilarrubia, T., Rubio, E., Rieradevall, M., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Romero, O., Engstrom, D.R., López-Vicente, M., Navas, A. y Soto, J. (2011). Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the Medieval Warm Period and Little Ice Age. *Journal of Paleolimnology*, 46(3), 423-452.
- Morellón, M., Pérez-Sanz, A., Corella, J.P., Buntgen, U., Catalán, J., González-Sampérez, P., González-Trueba, J.J., López-Saez, J.A., Moreno, A., Pla-Rabes, S., Saz-Sánchez, M.A., Scussolini, P., Serrano, E., Steinhilber, F., Stefanova, V., Vegas-Vilarrubia, T. y Valero-Garcés, B. (2012). A multi-proxy perspective on millennium-long climate variability in the Southern Pyrenees. *Climate of the Past*, 8(2), 683-700.
- Moreno, A., González-Sampérez, P., Mario Morellón, M., Valero-Garcés, B. y Fletcher W.J. (2012). Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Review*, 36, 139-153.
- Moreno, A., López-Merino, L., Leira, M., Marco-Barba, J., González-Sampérez, P., Valero-Garcés, B. L., López-Saez, J.A., Santos, L., Mata, P. y Ito, E. (2011). Revealing the last 13,500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology*, 46(3), 327-349.
- Moreno, A., Sancho, C., Oliva, B., Bartolomé, M., Cacho, I., Stoll, H., Edwards, I.R., Cheng, H. y Hellstrom, J. (2013b). Registro espelotémico de la variabilidad climática durante el Holoceno: la cueva de Molinos (Teruel). En: R. Banea, J.J. Fernández y I. Guerrero (eds.). *El cuaternario ibérico: investigación en el s. XXI*, Sevilla, 118-122.

- Moreno, A., Stoll H., Jiménez-Sánchez M., Cacho I., Valero-Garcés B., Ito, E. y Edwards L.E.R. (2010). A speleothem record of glacial (25–11.6 kyr BP) rapid climatic changes from northern Iberian Peninsula. *Global and Planetary Change*, 71, 218-231.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B. L., González-Sampériz, P. y Rico, M. (2008). Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology*, 40(3), 943-961.
- Moreno, J.M. (1989). Los ecosistemas terrestres mediterráneos y el fuego. *Política científica*, 18, 46-50.
- Morhange, C., Pirazzoli, P.A., Marriner, N., Montaggioni, L.F. y Nammour, T. (2006). Late Holocene relative sea-level changes in Lebanon, Eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 230(1), 99-114.
- Moros, M., Emeis, K., Risebrobakken, B., Snowball, I., Kuijpers, A., McManus, J. y Jansen, E. (2004). Sea surface temperatures and ice rafting in the Holocene North Atlantic: climate influences on northern Europe and Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 23(20), 2113-2126.
- Murelaga, X., Ortega, L. A., Sancho, C., Muñoz, A., Osácar, C. y Larraz, M. (2012). Succession and stable isotope composition of gastropods in Holocene semi-arid alluvial sequences (Bardenas Reales, Ebro Basin, NE Spain): Palaeoenvironmental implications. *The Holocene*, 22(9), 1047-1060.
- Mycielska-Dowgiałło, E. y Ludwikowska-Kędzia, M. (2011). Alternative interpretations of grain-size data from Quaternary deposits. *Geologos*, 17(4), 189-203.
- Navarro-Hervás, F., Ros-Salas, M. M., Rodríguez-Estrella, T., Fierro-Enrique, E., Carrión, J. S., García-Veigas, J., Flores, J.A., Bárcena, M.A. y García, M.S. (2014). Evaporite evidence of a mid-Holocene (c. 4550–4400 cal. yr BP) aridity crisis in southwestern Europe and palaeoenvironmental consequences. *The Holocene*, 24(4), 489-502.
- Nieto-Moreno, V., Giralt, S., Jiménez-Espejo, F., Gallego-Torres, D., Rodrigo-Gámiz, M., García-Orellana, J., Ortega-Huertas, M. y de Lange, G.J. (2011). Tracking climate variability in the western Mediterranean during the Late Holocene: a multiproxy approach. *Climate of the Past*, 7(4).
- Nieto-Moreno, V., Martínez-Ruiz, F., Giralt, S., Jiménez-Espejo, F., Gallego-Torres, D., Rodrigo-Gámiz, M. y Ortega-Huertas, M. (2010). Late Holocene climate variability recorded by marine-sediment composition in the westernmost mediterranean. *Rapports et Procès-verbaux des Réunions de la Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée*, 39, 59. http://www.ciesm.org/online/archives/abstracts/pdf/39/PG_0053.pdf
- Núñez, L., Grosjean, M. y Cartajena, I. (2002). Human occupations and climate change in the Puna de Atacama, Chile. *Science*, 298(5594), 821-824.
- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S. y Whitlow, S.I. (1995). Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 270, 1962-1964.
- Okeyode, I.C. y Jibiri, N.N. (2013). Grain size analysis of the sediments from Ogun River, south western Nigeria. *Earth Science Research*, 2(1), 43-51.
- Olcina Domènech, M.H. (1997). *La Illeta dels Banyets (El Campello, Alicante): estudios de la Edad de Bronce y época Ibérica*. Museo Arqueológico de Alicante-MARQ.
- Olcina Domènech, M.H. y García i Martín J.M. (1997). Síntesi arqueològica. En: Manuel H. Olcina Domènech (coord.). *La Illeta dels Banyets (El Campello, Alicante): estudios de la Edad de Bronce y época Ibérica*, Museo Arqueológico de Alicante-MARQ, 21-46.
- Olcina Domènech, M.H. Marínez Carmona, A. y Sala Sallés, F. (2009). *La Illeta dels Banyets, (El Campello, Alicante): épocas ibérica y romana I, historia de la investigación y síntesis de las intervenciones recientes (2000-2003)*. Museo Arqueológico de Alicante - MARQ.
- Olcina Domènech, M.H. y López Seguí, E. (1997). Prospección y excavación de urgencia en los alrededores del alfar ibérico. *La Illeta deis Banyets (El Campello, Alicante). Estudios de la Edad del Bronce y de Época Ibérica*, Alicante, 207-220.
- Oliva, M., Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Salvador-Franch, F. y Salvà-Catarineu, M. (2014). Environmental evolution in Sierra Nevada (South Spain) since the Last Glaciation, based on multi-proxy records. *Quaternary International*, 353, 195-209.
- Oliva, M., Ortiz, A. G., Schulte, L. y Salvador, F. (2009). Procesos periglaciares actuales en Sierra Nevada. Distribución y morfometría de los lóbulos de soliflucción. *Nimbus: Revista de climatología, meteorología y paisaje*, 23, 133-148.
- Oliva, M., Schulte, L. y Gómez-Ortiz, A. (2008). Solifluction lobes in Sierra Nevada (Southern Spain): morphometry and palaeoenvironmental changes. En: *Proceedings of the IX International Conference on Permafrost*, 2, 1321-1326.

- Oliva, M. y Gómez-Ortiz, A. (2012). Late-Holocene environmental dynamics and climate variability in a Mediterranean high mountain environment (Sierra Nevada, Spain) inferred from lake sediments and historical sources. *The Holocene*, 22(8), 915-927.
- Oliva, M., Schulte, L. y Gómez-Ortiz, A. (2011). The role of aridification in constraining the elevation range of Holocene solifluction processes and associated landforms in the periglacial belt of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 10, 1279-1291.
- Oliva-Urcia, B., Bartolomé, M., Moreno, A., Gil-Romera, G., Sancho, C., Muñoz, A. y Osácar, M. C. (2014). Testing the reliability of detrital cave sediments as recorders of paleomagnetic secular variations, Seso Cave System (Central Pyrenees, Spain). *Catena*, 119, 36-51.
- Oliva-Urcia, B., Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Mata, P. y Horda, G. (2013). Magnetism and environmental changes from terrestrial core of the lake Marboré, Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Huesca). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 39(1), 117-140.
- Olmos, R., Tortosa, T. y Iguacel, P. (1992). La sociedad ibérica a través de la imagen. *Catálogo de exposición*, Ministerio de Cultura, 34-182.
- Opreanu, G., Oaie, G. y Păun, F. (2007). The dynamic significance of the grain size of sediments transported and deposited by the Danube. *Geo-Eco-Marina*, 13, 111-119.
- Ori, G.G. (1982). Braided to meandering channel patterns in humid-region alluvial fan deposits, River Reno, Po Plain (northern Italy). *Sedimentary geology*, 31(3), 231-248.
- Ortega Pérez, J.R. y Esquembre Bebia, M A. (2003). La villa romana de Casa Ferrer I (Alicante), su organización y evolución: un ejemplo singular de villa rústica en tierras alicantinas. En: Abascal Palazón, J. M. y L. Abad Casal (Coord.). *Las ciudades y los campos de Alicante en Época Romana*. Canelobre, 48, Instituto de Cultura Juan Gil-Albert, Alicante, 192-203.
- Ortega Pérez, J.R., Boronat Soler, J.D. y Morán Macías, J.A. (2008). Excavación arqueológica en las obras del Colector de Recogida de Aguas Pluviales (PP.KK. 1.027-1.157). Partida de Los Baños. Monforte del Cid (Alicante). *Actuaciones Arqueológicas en la Provincia de Alicante 2008*, edición en CD, Sección de Arqueología del Ilustre Colegio Oficial de Doctores y Licenciados en Filosofía y Letras y en Ciencias de Alicante.
- Palet, J. M., Julia, R., Riera, S., Ejarque, A., Orengo, H. A., Miras, Y., Garcia, A., Allée, Ph., Reed, J., Marco, J., Marqués, M.A., Furdada, G. y Montaner, J. (2012). Landscape Systems and Human Land-Use Interactions in Mediterranean Highlands and Littoral Plains during the Late Holocene: Integrated Analysis from the InterAmbAr Project (North-Eastern Catalonia). *eTopoi. Journal for Ancient Studies*. Special Volume 3, 305–310
- Pan, B., Guan, Q., Gao, H., Guan, D., Liu, F., Li, Z. y Su, H. (2014). The origin and sources of loess-like sediment in the Jinsha River Valley, SW China. *Boreas*, 43(1), 121-131.
- Pantaléon-Cano, J., Yll, E.I., Pérez-Obiol, R. y Roure, J.M. (2003). Palynological evidence for vegetational history in semi-arid areas of the western Mediterranean (Almería, Spain). *The Holocene*, 13(1), 109-119.
- Pantaleón-Cano, L., Pérez-Obiol, R., Yll, E.I. y Roure, J.M. (1996). Significado de *Pseudoschizaea* en secuencias sedimentarias de la vertiente mediterránea de la Península Ibérica e islas Baleares. En: M.B. Ruiz Zapata y T.M. Arroyo (eds.). *Estudios Palinológicos, XI Simposio de palinología (A.P.L.E.)*. Universidad de Alcalá de Henares, Alcalá de Henares, 101-105.
- Pardo-Gordo, S., Diez, A. y Bernabeu, J. (2009). Áreas y suelos: el tamaño de los yacimientos de superficie. Una propuesta metodológica. *SPAL*, 18, 41-52.
- Parker, A.G., Goudie, A.S., Stokes, S., White, K., Hodson, M.J., Manning, M. y Renne, D. (2006). A record of Holocene climate change from lake geochemical analyses in southeastern Arabia. *Quaternary Research*, 66, 465-476.
- Pascual Benito, J. L. y García Puchol, O. (prensa). La malacofauna marina de la Cueva de la Cocina (Dos Aguas, Valencia). *IV Reunión Científica de Arqueomalacología de la Península Ibérica*. Santander 22-24 de Mayo de 2014.
- Pascual Benito, J.L. (2002). Incineración y cremación parcial en contextos funerarios neolíticos y calcolíticos del este peninsular al sur del Xúquer. En: *Sobre el significado del fuego en los rituales funerarios del Neolítico*. Secretariado de Publicaciones e Intercambio Editorial, 155-190.
- Passega, R. (1964). Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 830–847.
- Passega, R. y Byramjee, R. (1969). Grain size image of clastic deposits. *Sedimentology*, 13, 233-252.
- Pèlach, A., Julià, R., Pérez-Obiol, R., Burjachs, F., Expósito, I., Yll, R. y Soriano, J.M. (2011). Nuevos datos del complejo glaciolacustre del Estany de Burg de Farrera (Pallars Sobirà, Lleida). Aportaciones del Loi y el polen al estudio del clima y la vegetación Tardiglaciaria. En: V. Turo i A. Constante (eds.). *Resums XIII Reunió Nacional de Quaternari*. AEQUA, Fundació M. Chevalier i Col·legi Ciències de la Terra d'Andorra, 283-286.

- Pèlachs, A., Julià, R., Pérez-Obiol, R., Soriano, J. M., Bal, M. C., Cunill, R. y Catalan, J. (2011). Potential influence of Bond events on mid-Holocene climate and vegetation in southern Pyrenees as assessed from Burg lake LOI and pollen records. *The Holocene*, 21(1), 95-104.
- Pèlachs, A., Nadal, J., Soriano, J. M., Molina, D. y Cunill, R. (2009). Changes in Pyrenean woodlands as a result of the intensity of human exploitation: 2,000 years of metallurgy in Vallferrera, northeast Iberian Peninsula. *Vegetation history and archaeobotany*, 18(5), 403-416.
- Peña-Monné, J.L. (1996). Los valles holocenos del escarpe de yesos de Juslibol (sector central de la depresión del Ebro). Aspectos geomorfológicos y geoarqueológicos. *Arqueología Espacial*, 15, 83-102.
- Peña-Monné, J.L., Echeverría, M.T., Chueca, J. y Julián, A., (2000). Processus géomorphologiques d'accumulation et incision pendant l'antiquité classique et ses rapport avec l'activité humaine et les changements climatiques holocènes dans la vallée de la huerva (Bassin de l'Ebre, Espagne). En: Vermeulen, F., deDapper, M. (Eds.). *Geoarchaeology of the Landscapes Classical Antiquity*. Peeters Leuven, 151-159.
- Peña-Monné, J.L., Julián, A., Chueca, J., Echeverría, M.T. y Ángeles, G. (2004). Etapas de Evolución Holocena en el Valle del Río Huerva: Geomorfología y Geoarqueología. En: J.L. Peña, L.A. Longares y M. Sánchez (eds.). *Geografía Física de Aragón: aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza-Institución Fernando el Católico, 289-302. <http://age.ieg.csic.es/fisica/docs/025.pdf>
- Peña-Monné, J.L., Sancho, C. y Rubio, V. (2005). Aportaciones desde la Geomorfología y la Geoarqueología al Conocimiento de los Paleoambientes Holocenos del NE de España. *Actas X Coloquio Ibérico de Geografía*. Évora, Portugal. http://www.apgeo.pt/files/docs/CD_X_Coloquio_Iberico_Geografia/pdfs/077.pdf
- Pérez Ballester J., Carmona P., Ribera A. y Pascual G., (2010). Puertos y fondeaderos en la costa valenciana: interacciones económicas y culturales (s. VII a.E. - s. I d.E.). *Meetings between Cultures in the Ancient Mediterranean*.
- Pérez Cueva A.J. (coord.) (1994). *Atlas climàtic de la Comunitat Valenciana (1961-1990)*, Conselleria d'Obres Públiques, Urbanisme i Transports, Generalitat Valenciana, Valencia, 205 p.
- Pérez Cueva, A.J. (1995). El clima actual. *El Cuaternario del País Valenciano*. Dpt. Geografía, AEQUA y GVQ, 61-68.
- Pérez Jordá, G. (2013). *Agricultura en el Neolítico en el País Valenciano*. Tesis Doctoral. Universitat de València.
- Pérez Obiol, R., Jalut, G., Julià, R., Pèlachs Mañosa, A., Iriarte Chiapusso, M.J., Otto, T. y Hernández Belouqui, B. (2011). Mid-Holocene vegetation and climatic history of the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 21 (1), 75-93.
- Pérez Ripoll, M. (1992). *Marcas de carnicería, fracturas intencionadas y mordeduras de carnívoros en huesos prehistóricos del Mediterráneo español*. Instituto de Cultura Juan Gil-Albert, Alicante, Spain.
- Pérez Ripoll, M. (1999). La explotación ganadera durante el III milenio a. C. en la Península Ibérica. *SAGVNTVM Extra*, 2, 95-103.
- Pérez Ripoll, M. y Martínez Valle, R. (2001). La caza, el aprovechamiento de las presas y el comportamiento de las comunidades cazadoras prehistóricas. En: V. Villaverde (ed.). *De Neandertales a Cromañones. El inicio del poblamiento humano en tierras Valencianas* Universitat de València, 73-98.
- Pérez-Lambán, F., Peña-Monné, J.L., Fanlo-Loras, J., Picazo-Millán, J.V., Badia-Villas, D., Rubio-Fernández, V., García-Giménez, R. y Sampietro-Vattuone, M.M. (2014). Paleoenvironmental and geoarchaeological reconstruction from late Holocene slope records (Lower Huerva Valley, Ebro Basin, NE Spain). *Quaternary Research*, 81(1), 1-14.
- Pérez-Mejías, C. (2013). La cueva de El Recuenco (Ejulve, Teruel): Espeleogénesis y registro de cambios climáticos rápidos durante el Holoceno. Trabajo fin de máster. Máster en iniciación a la investigación en geología (2012-13). Universidad de Zaragoza. <http://zaguan.unizar.es/TAZ/CIEN/2013/12262/TAZ-TFM-2013-777.pdf> (consulta del 4 de mayo de 2014).
- Pérez-Sanz, A., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B. L., Moreno Caballud, A., Morellón, M., Sancho, C., Belmonte, A., Gil-Romera, G., Sevilla, M. y Navas Izquierdo, A. (2011). Clima y actividades humanas en la dinámica de la vegetación durante los últimos 2000 años en el Pirineo Central: el registro palinológico de la Basa de la Mora (Macizo de Cotiella). *Zubía*. Monográfico, 23, 17-38.
- Pérez-Sanz, A., González-Sampériz, P., Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gil-Romera, G., Rieradevall, M., Tarrats, P., Lasheras-Álvarez, L., Morellón, M., Belmonte, A., Sancho, C., Sevilla-Callejo, M. y

- Navas, A. (2013). Holocene climate variability, vegetation dynamics and fire regime in the central Pyrenees: the Basa de la Mora sequence (NE Spain). *Quaternary Science Reviews*, 73, 149-169.
- Peyron, O., Goring, S., Dormoy, I., Kotthoff, U., Pross, J., De Beaulieu, J.L., Drescher-Schneider, R., Vanni re, B y Magny, M. (2011). Holocene seasonality changes in the central Mediterranean region reconstructed from the pollen sequences of Lake Accesa (Italy) and Tenaghi Philippon (Greece). *The Holocene*, 21(1), 131-146.
- Peyron, O., Magny, M., Combourieu Nebout, N., Goring, S., Brayshaw, D., Joannin, S., Kouli, K., de Beaulieu, J.L, Brugiapaglia, E.E., Kotthoff, U., Pross, J., Sadori, L., Flether, W. y Desprat, S. (2013). Quantitative reconstruction of the Holocene climate in the mediterranean basing and continental pollen records: model/data comparison. *Clim. Past*, 9, 1233-1252.
- Piperno, D.R. (1988). *Phytolith analysis: An archaeological and geological perspective*. New York. Academic Press.
- Pons, A. y Quezel, P (1985). The history of the flora and vegetation and past and present human disturbance in the Mediterranean region. En: C. Gómez-Campo (ed.). *Plant Conservation in the Mediterranean Area*. W. Junk, Dordercht, 25-43.
- Pons, A., y Reille, M. (1988). The Holocene-and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66(3), 243-263.
- Pujante Martínez, A. (2011). Estructuras del poblado calcolítico de Lorca en las excavaciones arqueológicas de la calle Juan II esquina calle Leonés. *Alberca*, 9-37.
- Pulido Bosch, A. (1979). *Contribución al conocimiento de la hidrogeologia del Prebetico nororiental (Provincias de Valencia y Alicante)*. Tesis Doctora. Universidad de Granada.
- Pye, K. (1987). *Aeolian Dust and Dust Deposits*. Academic Press, London, 334 p.
- Pye K. (1989). GRANNY: a package for processing grain size and shape data. *Terra Nova*, 1: 588-590.
- Pye K. (1994). Properties of sediment particles. En: K. Pye (ed.). *Sediment Transport and Depositional Processes*. Blackwell. Oxford, 1-24.
- Ramos Muñoz, J. y Pérez Rodríguez, M. (2008). La transformación del medio natural en el entorno de la bahía y banda atlántica de Cádiz por sociedades cazadoras recolectoras, tribales comunitarias y clasistas iniciales. En: O. Arteaga y H.D. Schulz (eds.). *La transformación del medio natural en el entorno de la Bahía de Cádiz*. Revista Atlántica-Mediterránea de Prehistoria y Arqueología Social, 10, 2008, 155-213.
- Rampino, M.R., y Self, S. (1982). Historic eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883), and Agung (1963), their stratospheric aerosols, and climatic impact. *Quaternary Research*, 18(2), 127-143.
- Ran, L., Jang, H., Knudsen, K.L., Eiriksson, J. y Gu, Z. (2006). Diatom response to the Holocene climatic optimum on the North Iceland Shelf. *Marine Micropaleontology*, 60, 226-241.
- Rapp, G. R. J. (1975). The archaeological field staff: the geologist, *Journal of Field Archaeology* 2, 229-237.
- Rapp, G.R. y Hill, C.L. (1998 y 2006). *Geoarchaeology: the earth-science approach to archaeological interpretation*. Yale University Press.
- Rasmussen, S.O., Vinther, B.M., Clausen, H.B. y Andersen, K.K. (2007). Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*, 26(15), 1907-1914.
- Reed, J.M., Stevenson, A.C. y Juggins, S. (2001). A multi-proxy record of Holocene climatic change in Southwestern Spain: the Laguna de Medina, Cádiz. *The Holocene*, 11(6), 707-719.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatt , C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M. y van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 4 1869-1887.
- Reineck, S. y Singh, I.B. (1980). *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag,
- Renfrew, C. (1976). Archaeology and the earth sciences. En: D.A. Davidson y M.L. Shackley (eds.). *Geoarchaeology: Earth science and the past*. London, Duckworth, 1-5.
- Renssen, H., Sepp , H., Crosta, X., Goosse, H. y Roche, D.M. (2012). Global characterization of the Holocene thermal maximum. *Quaternary Science Reviews*, 48, 7-19.
- Renssen, H., Sepp , H., Heiri, O., Roche, D.M., Goosse, H. y Fichet, T. (2009). The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geoscience*, 2(6), 411-414.
- Revelles, J., Cho, S., Iriarte, E., Burjachs, F., Van Geel, B., Palomo, A. y Terradas, X. (2015). Mid-Holocene vegetation history and Neolithic land-use in the Lake Banyoles area (Girona, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 435, 70-85.

- Rey Salgado, J., Fumanal García, M.P., Viñals Blasco, M. J., Yébenes, A. y Ferrer García, C. (1993). Correlación de las unidades morfológicas cuaternarias (Dominio continental y plataforma submarina) del sector Altea-la Vila Joiosa, País Valenciano (España). *Cuadernos de geografía*, 54, 249-268.
- Rico-Herrero, M. T., Sancho-Marcén, C., Arenas-Abad, M. C., Vázquez-Urbez, M., y Valero-Garcés, B. L. (2013). The holocene tufa barrage system of Las Parras de Martín (Iberian range, Teruel). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 39(1), 141-158.
- Riera Mora, S., Turo, I. y Michels, V. (2011). Cambios en el paisaje del Valle de Ordino al inicio del Holoceno: Evolución geomorfológica, paleovegetal e incendios de Época Mesolítica (NW del Principado de Andorra, Pirineos Orientales). En Valenti Turo i Ana Constante (eds.): *Resums XIII Reunió Nacional de Quaternari*. AEQUA, Fundació M. Chevalier i Col·legi Ciències de la Terra d'Andorra, 201-204.
- Riera, S., Wansard, G. y Julià, R. (2004). 2000-yr environmental history of a karstic lake in the Mediterranean Pre-Pyrenees: the Estanya lakes (Spain). *Catena*, 55, 293-324.
- Rimbu, N., Lohmann, G., Lorenz, S.J., Kim, J.H. y Schneider, R.R. (2004). Holocene climate variability as derived from alkenone sea surface temperature and coupled ocean-atmosphere model experiments. *Climate Dynamics*, 23(2), 215-227.
- Ritner, R.K. y Moeller, N. (2014). The Ahmose 'Tempest Stela', Thera and Comparative Chronology. *Journal of Near Eastern Studies*, 73(1), 1-19.
- Rivera Arrizabalaga, A. (2004). Paleoclimatología y cronología del Würm reciente: Un intento de síntesis. *Zephyrus*, LVII, 27-53.
- Roberts, N. (2013). *The Holocene: an environmental history*. John Wiley & Sons.
- Robert K.R. y Moeller, N. (2014). The Ahmose 'Tempest Stela', Thera and Comparative Chronology. *Journal of Near Eastern Studies*, vol. 73, no. 1; doi: 10.1086/675069
- Roberts, N. y Reed, J. M. (2009). Lakes, wetlands, and Holocene environmental change. *The physical geography of the Mediterranean*, 255-286.
- Roberts, N., Eastwood, W. J., Kuzucuoğlu, C., Fiorentino, G. y Caracuta, V. (2011b). Climatic, vegetation and cultural change in the eastern Mediterranean during the mid-Holocene environmental transition. *The Holocene*, 21(1), 147-162.
- Roberts, N., Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Corella, J.P., Jones, M., Allcock, S., Woodbridge, J., Morellón, M., Luterbacher, J., Xoplaki, E. y Türkeş M. (2012). Palaeolimnological evidence for an east-west climate see-saw in the Mediterranean since AD 900. *Global and Planetary Change*, 84, 23-34.
- Roberts, N., Brayshaw, D., Kuzucuoğlu, C., Perez, R. y Sadori, L. (2011a). The mid-holocene climatic transition in the Mediterranean: causes and consequences. *The Holocene*, 21, 3-13
- Robinson, L.F., Adkins, J.F., Keigwin, L.D., Southon, J., Fernandez, D.P., Wang S.-L. y Scheirer, D. (2005). Radiocarbon variability in the western North Atlantic during the last deglaciation. *Science*, 310, 1469-1473.
- Rodríguez-Estrella, T. (1977). Los grandes accidentes tectónicos de la provincia de Alicante. *Boletín del Instituto Geológico y Minero*, 88 (3 y 4), 183-214 y 273-299.
- Rodríguez-Estrella, T., Navarro, F., Ros, M., Carrión, J. y Atenza, J. (2011). Holocene morphogenesis along a tectonically unstable coastline in the Western Mediterranean (SE Spain). *Quaternary International*, 243(1), 231-248.
- Rofes, J., Murelaga, X., Martínez-García, B., Bailon, S., López-Quintana, J.C., Guenaga-Lizasu, A. y Castaños, P. (2013a). The long paleoenvironmental sequence of Santimamiñe (Bizkaia, Spain): 20,000 years of small mammal record from the latest Late Pleistocene to the middle Holocene. *Quaternary International*. 68(2), 359-375.
- Rofes, J., Zuluaga, M. C., Murelaga, X., Fernández-Eraso, J., Bailon, S., Iriarte, M.J. y Alonso-Olazabal, A. (2013b). Paleoenvironmental reconstruction of the early Neolithic to middle Bronze Age Peña Larga rock shelter (Álava, Spain) from the small mammal record. *Quaternary Research*, 79(2), 158-167.
- Rohling, E.J. y Pälike, H. (2005). Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature*, 434 (7036), 975-979.
- Román, D. (2009). *El poblament del final del Plistocè en les comarques del nord del País Valencià a partir de l'estudi tecno-tipològic de la indústria lítica*, Tesis Doctoral. Universitat de València.
- Ronda Femenia, A.M. y Tendero Porras, M. (2014). Producciones locales de época augustea de Ilici: las imitaciones de paredes finas y de la vajilla metálica romana. En: R. Morais, A. Fernández, M.J. Sousa (eds.). *As produções cerâmicas de imitação na Hispania*. Monografias Ex Officina Hispana II, 191-213.

- Rosselló i Verger, V. M. (1996). Les Penyes de l'Albir (Litoral prebètic Valencià) variació del nivell marí: repercussions geomòrfiques. *Cuadernos de geografía*, (60), 295-326.
- Rosselló i Verger, V.M. (1995). El País Valenciano en el Cuaternario: un espacio para el hombre. *Cuaternario del País Valenciano*, 13-27.
- Rosselló, V.M. (1999). La Illeta dels Banyets: nivells marins i arqueologia. En: *Geoarqueologia i Quaternari Litoral. Memorial Maria Pilar Fumanal*. Universitat de València, 229-243.
- Rosselló i Verger, V.M. y Mateu Bellés, J.F. (1978). El litoral cuaternario de Santa Pola, consideraciones generales. *Cuadernos de geografía*, (23), 1-18.
- Rosser, P., Elayl, J. y Perez Burgos, J.M. (2003). *El Cerro de las Balsas y el Chinchorro: una aproximación a la arqueología del poblamiento prehistórico e ibérico de la Albufereta de Alicante*, Monográfico del Patrimonio Cultural de Alicante, 2, Ayuntamiento de Alicante.
- Rosser, P. y Fuentes, C. (2007). Tossal de les Basses. Seis mil años de historia de Alicante. *Catálogo de la Exposición*.
- Rouillard, P., Gailledrat, É., Sellés, F.S. y Barrier, P. (2007). *L'établissement protohistorique de La Fonteta, fin VIIIe-fin VIe siècle av. J.-C* (Vol. 2). Casa de Velázquez.
- Rubiales, J. M., Morales-Molino, C., Álvarez, S. G. y García-Antón, M. (2012). Negative responses of highland pines to anthropogenic activities in inland Spain: a palaeoecological perspective. *Vegetation history and archaeobotany*, 21(4-5), 397-412.
- Ruiz Fernández, J. (2013). *Las formas de modelado glaciar, periglacial y fluviotorrencial del macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica)*. Universidad de Oviedo, 298 p.
- Ruiz, J.M. y Carmona, P. (2005). La llanura deltaica de los ríos Júcar y Turia y la Albufera de València. En: Sanjaume, E., Mateu, J.F. (eds.). *Cuaternario litoral y geomorfología, Homenaje a V.M.^a Rosselló*. Departament de Geografia, Universitat de València, Spain, 399-419.
- Ruiz Pérez, J.M., Carmona, P. y Pérez Cueva, A. (2015). Flood frequency and seasonality of the Júcar and Turia Mediterranean rivers (Spain) during the "Little Ice Age". *Méditerranée*, 122(1), 121-130.
- Sala Sellés, F., Abad Casal, L. y Alberola, E. (1999). La necrópolis y el área sacra ibéricos de "Las Agualejas" (Monforte del Cid, Alicante). *Lucentum*, XIV-XVI, 7-18.
- Sánchez, J. Faust, D., Calvo F.R., Wolf, D., Merlo O. y Acosta, A. (2013). Los depósitos eólicos en la zona central del río Tajo. En: R. Baena, J.J. Fernández e I. Guerrero (eds.). *El Cuaternario Ibérico: Investigación en el S. XXI*, 113-118.
- Sánchez Goñi, M.F. y D'errico, F. (2005). La historia de la vegetación y del clima del último ciclo climático (OIS 5- OIS 1/140-10 Ka. BP) en la Península Ibérica y su posible impacto sobre los grupos paleolíticos. En: R. Montes y J.A. Lasheras (eds.). *Neandertales cantábricos, estado de la cuestión*. Museo Nacional y Centro de Investigación de Altamira, Santander, Monografía, 20, 115-129.
- Sanchez Goñi, M.F. y Hannon, G.E. (1999). High-altitude vegetational pattern on the Iberian Mountain Chain (north-central Spain) during the Holocene. *The Holocene*, 9(1), 39-57.
- Sánchez Goñi, M.F., Cacho, I., Turon, J.J., Guiot, J., Siero, F.J., Peyrouquet, J.P., Grimalt, J.O. y Shackleton, N.J. (2002). Synchrony between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics*, 19, 95-105.
- Sancho, C., Muñoz, A., Rhodes, E., McDonald, E., Peña, J.L., Benito, G., y Longares, L.A. (2008a). Morfoestratigrafía y cronología de registros fluviales del Pleistoceno superior en Bardenas Reales de Navarra: implicaciones paleoambientales. *Geogaceta*, 45, 47-50.
- Sancho, C., Peña, J.L., Muñoz, A., Benito, G., McDonald, E., Rhodes, E.J., y Longares, L. A. (2008b). Holocene alluvial morphosedimentary record and environmental changes in the Bardenas Reales Natural Park (NE Spain). *Catena*, 73 (3), 225-238.
- Sarrión Montañana, I. (2006). Hallazgo de un parietal humano del tránsito Pleistoceno medio-superior procedente de la Cova del Bolomor: Tavernes de la Valldigna, Valencia. *Archivo de Prehistoria Levantina*, (26), 11-24.
- Sarrión Montañana, I. (2012). Restos paleontológicos del Pleistoceno inferior en la sima del Pla de les Llomes (Serra, Valencia). *Archivo de Prehistoria Levantina*, (29), 9-52.
- Scharpenseel, H.W. y Becker-Heidmann, P. (1992). Twenty-five years of radiocarbon dating soils: paradigm of erring and learning. *Radiocarbon*, 34(3), 541-549.
- Schiffer, M.B. (1987). Formation processes of the archaeological record. *Geoarchaeology*, 4, 3, 277-278.
- Schiffer, M.B. (2002). *Behavioral Archaeology*. Foundations of archaeological inquiry. University of Utah Press, 304 p.
- Scott, S.D. y Barnes, H.L. (1971). Sphalerite geothermometry and geobarometry. *Economic Geology*, 66(4), 653-669.

- Scussolini, P., Vegas-Vilarrúbia, T., Rull, V., Corella, J. P., Valero-Garcés, B. y Goma, J. (2011). Middle and late Holocene climate change and human impact inferred from diatoms, algae and aquatic macrophyte pollen in sediments from Lake Montcortès (NE Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology*, 46(3), 369-385.
- Segura, F. (1990). *Las ramblas valencianas*. Valencia. Universitat de València, 229 p.
- Segura Beltrán, F. (2004). Els ventalls al·luvials i els processos d'inundació: el cas de les planes costaneres valencianes. *Cuadernos de Geografía*, 73/74, 207-232.
- Segura Beltrán, F.S. (2009). Geomorfología, inundaciones y alteración antrópica del espacio inundable: el caso del riu Girona (Alacant, octubre de 2007). *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, (49), 83-103.
- Segura, G., Moratalla, J., Aguado, F., Flor, J.M. y Tordera, F.F. (2012). *Excavación arqueológica en la Parcela 604, polígono 16 (Monforte del Cid, Alicante)*. Memoria Final. Arquealia, 319 p.
- Serna, A. (1995a). Estudio sedimentológico y de técnicas constructivas de un yacimiento de la Edad del Bronce: La Horna (Aspe, Alicante). *Cuadernos de Geografía*, 57, 71-89.
- Serna, A. (1995b). *Estudio sedimentológico y técnicas constructivas de un yacimiento de la Edad del Bronce, La Horna (Aspe, Alicante)*. Tesis de Licenciatura. Inédita. Universidad de Alicante. Alicante, 143 p.
- Servera Vives, G., Miras, Y., Riera, S., Julià, R., Allée, P., Orengo, H. y Palet, J. M. (2014). Tracing the land use history and vegetation dynamics in the Mont Lozère (Massif Central, France) during the last 2000 years: The interdisciplinary study case of Countrasts peat bog. *Quaternary International*. 353, 123-139.
- Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Chiu, T-C. Y Parrenin, F. (2004). Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for D14C, *Quaternary Sci. Rev.*, 23, 1513-1522.
- Shackley, M.I. (1975). *Archaeological sediments. A survey of analytical methods*. New York, Toronto, A Halsted Press Book. John Wiley & Sons.
- Silva, P.G., Bardají, T., Calmel-Avila, M., Goy, J.L., y Zazo, C. (2008). Transition from alluvial to fluvial systems in the Guadalentín Depression (SE Spain) during the Holocene: Lorca Fan versus Guadalentín River. *Geomorphology*, 100(1), 140-153.
- Silva-Sánchez, N., Cortizas, A.M. y López-Merino, L. (2014). Linking forest cover, soil erosion and mire hydrology to late-Holocene human activity and climate in NW Spain. *The Holocene*, <http://hol.sagepub.com/content/early/2014/03/25/0959683614526934.full.pdf>.
- Simón García, J.L. (1997). La Illeta: asentamiento litoral en el Mediterráneo occidental de la Edad del Bronce. En: Manuel H. Olcina (coord.): *La Illeta dels Banyets (El Campello, Alicante): estudios de la Edad del Bronce y época ibérica*, Serie Mayor, 1. Museo Arqueológico Provincial de Alicante, 49-131.
- Simpson, I.A., Adderley, P.W., Gudmundsson, G., Hallsdóttir, M., Sigurgeirsson, M.Á. y Snæsdóttir, M. (2002). Soil limitation to agrarian land production in premodern Iceland. *Human Ecology*, 30, 4, 423-444
- Simpson, I.A., Gudmundsson, G., Thompson, A.M. y Cluett, J. (2004). Assessing the role of winter grazing in historic land degradation, Mývatnssveit, northeast Iceland, *Geoarchaeology*, 19, 5, 471-502.
- Skinner, L.C., Shackleton, N.J. y Elderfield, H. (2003). Millennial-scale variability of deep-water temperature and $\delta^{18}O_{dw}$ indicating deep-water source variations in the Northeast Atlantic, 0–34 cal ka BP, *Geochem. Geophys. Geosy.*, 4, 1-17.
- Soil Survey Staff (2014). Soil Survey Field and Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations Report No. 51, Version 2.0. En: R. Burt and Soil Survey Staff (ed.). U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. http://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/stelprdb1244466.pdf
- Soler Díaz, J.A. (2002). *Cuevas de inhumación múltiple en la Comunidad Valenciana*. 2 volúmenes. Real Academia de la Historia-Museo Arqueológico Provincial de Alicante. Madrid-Alicante.
- Soler Díaz, J.A. (1999). Consideraciones en torno al uso funerario de la Cova d'en Pardo. Planes, Alicante. *II Congreso del Neolítico de la península Ibérica. Saguntum Extra-2*, 361-367. Valencia.
- Soler Díaz, J.A. (2000). Cova d'en Pardo. En J.A. Aura y J.M. Segura (coords.): *Catálogo del Museo Arqueológico Municipal Camil Visiedo Moltó*. Alcoi, 75-78.
- Soler Díaz, J.A. (2006). *La ocupación prehistórica de la Illeta dels Banyets (el Campello, Alicante)*, Publicaciones del Museo Arqueológico Provincial de Alicante MARQ, Serie Mayor 5, Alicante.
- Soler Díaz, J.A. (ed.) (2012). *Cova d'En Pardo: arqueología en la Memoria. Excavaciones de M. Tarradell, V. Pascual y E. Llobregat (1961-1965), catálogo de materiales del Museo de Alcoy y*

- estudios a partir de las campañas del MARQ (1993-2007) en la cavidad de Planes, Alicante.* Alicante. Fundación MARQ y Ayuntamiento de Alcoy, 318 p.
- Soler Díaz, J.A., González-Sampériz, P., Dupré Ollivier, M., Ferrer García, C., Roca de Togores Muñoz, C., García Almero, E. y Máñez, S. (1999). Cova d'en Pardo, Planes, Alicante: primeros resultados de una investigación pluridisciplinar en un yacimiento prehistórico. En: *Geoarqueología quaternari litoral: memorial María Pilar Fumanal*. Facultat de Geografia e Història, 269-282.
- Soler Díaz, J.A. y López Padilla, J.A. (2001). Nuevos datos sobre el poblamiento entre el neolítico y la edad del Bronce en el sur de Alicante. *Lucentum*, XIX-XX, 7-26.
- Soler Díaz, J.A. y Roca de Togores, C. (2008). *El secreto del barro: un cántaro neolítico de la cova d'en Pardo (Planes, Alicante)*, Marq, 143 p.
- Soler Díaz, J.A., Ferrer, C., Roca de Togores, C. y García Atiénzar, G. (2008). Cova d'En Pardo (Planes, Alicante). Cova d'En Pardo (Planes, Alicante). Un avance sobre la secuencia cultural. En: M.S. Hernández, J.A. Soler y J.A. López Padilla (eds.). *Actas del IV Congreso del Neolítico Peninsular, vol I*, Alicante, 79-89.
- Soler Díaz, J., Gómez Pérez, O., García Atienzar, G. y Roca De Togores Muñoz, C. (2011). Sobre el primer horizonte Neolítico en la Cova d'En Pardo (Planes, Alicante). Su evaluación desde el registro cerámico. En: J. Bernabeu Auban, M. Rojo Guerra y Ll. Molina Balaguer (eds.). *Las primeras producciones cerámicas. El VI milenio cal a.C. en la Península Ibérica*. SAGVNTVM-Plav Extra-12, 201-212.
- Soler Díaz, J.A. y Roca de Togores, C. (2012). Ritual funerario en la Cova d'En Pardo ca. 3.350-2.850 CAL ANE: espacialidad, cronología y territorio cultural. En: J.A. Soler Díaz (ed.). *Cova d'En Pardo. Arqueología en la memoria*. Fundación MARQ y Ayuntamiento de Alcoy, 205-248.
- Soler Díaz, J.A., Molina Hernández, F.J., García Atienzar, G., Roca de Togores Muñoz, C. y Domènech Faus, E. (2012a). Catálogo de los materiales de la Cova d'En Pardo depositados en el Museo Arqueológico de Alcoy. Intervenciones arqueológicas de 1961 y 1965 en la cavidad de Planes, Alicante. En: J.A. Soler (ed.). *Cova d'En Pardo. Arqueología en la memoria*. Fundación MARQ y Ayuntamiento de Alcoy, 81-148.
- Soler Díaz, J.A., García Atienzar, G., Ferrer García, C. y Roca de Togores Muñoz, C. (2012b). Dataciones absolutas de la Cova d'En Pardo sobre muestras de sedimento y hueso extraídas entre 1994 y 2006. En: J.A. Soler (ed.). *Cova d'En Pardo. Arqueología en la memoria*. Fundación MARQ y Ayuntamiento de Alcoy, 249-156.
- Soler Díaz, J.A., García Atiénzar, G., Duque Espino, D., Ferrer García, C., Gómez Pérez, O., Guillem Calatayud, P.M., Martínez Valle, R., Iborra Eres, P. y Ximénez de Embún Sánchez, T. (2013). La primera ocupación neolítica de la Cova d'En Pardo (Planes, Alicante). Avance de estudio pluridisciplinar de los niveles VIII y VIIIb. *SAGVNTVM. Papeles del Laboratorio de Arqueología de Valencia*, 45, 9-24.
- Soler Segura, J. (2007). Redefiniendo el registro material. Implicaciones recientes desde la arqueología del paisaje anglosajona. *Trabajos de prehistoria*, 64(1), 41-64.
- Sopena, M.C. y Peña-Monné, J.L. (1998). Evolución del paisaje del Holoceno superior en el valle del Cinca, sector de Binaced (Huesca). *Arqueología Espacial*, 19-20, 185-197.
- Southard, J. (2006). *Introduction to fluid motions, sediment transport, and current-generated sedimentary structures*. (Massachusetts Institute of Technology: MIT OpenCourseWare). <http://ocw.mit.edu>.
- Starkel, L., Gregory, K.J. y Thornes, J.B. (1991). Temperate palaeohydrology: fluvial processes in the temperate zone during the last 15000 years. *Temperate palaeohydrology: fluvial processes in the temperate zone during the last 15000 years*. International Geological Correlation Programme, 586 p.
- Stokes, M., Griffiths, J.S. y Mather, A. (2012). Palaeoflood estimates of Pleistocene coarse grained river terrace landforms (Río Almazora, SE Spain). *Geomorphology*, 149, 11-26.
- Stouthamer, E., Cohen, K.M. y Gouw, M.J. (2011). Avulsion and its implications for fluvial-deltaic architecture: insights from the Holocene Rhine-Meuse delta. *SEPM Special Publication*, 97, 215-232.
- Straus, L.G. y Gonzalez Morales, M.R. (2007). Further radiocarbon dates for the upper paleolithic of El Mirón Cave (Ramales de la Victoria, Cantabria, Spain). *Radiocarbon*, 49(3), 1205-1214.
- Stuizer, M. y Brazunias, T.F. (1993). Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}\text{CO}_2$: an evaluation of causal and spectral relationships. *The Holocene*, 3, 289-305.
- Sun, D., Bloemendal, J., Rea, D. K., Vandenberghe, J., Jiang, F., An, Z. y Su, R. (2002). Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology*, 152(3), 263-277.

- Svendsen, J., Friis, H., Stollhofen, H. y Hartley, N. (2007). Facies discrimination in a mixed fluvio-eolian setting using elemental whole-rock geochemistry-applications for reservoir characterization. *Journal of Sedimentary Research*, 77(1), 23-33.
- Svensson, A., Andersen, K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Davies, S.M., Johnsen, S.J., Muscheler, R., Rasmussen, S.O., Röthlisberger, R., Steffensen, J.P. y Vinther, B.M. (2006). The Greenland Ice Core Chronology, 15-41 kyr. Part 2: Comparison to other records, *Quaternary Science Reviews*, 25, 3258-3267.
- Swindles, G.T., Plunkett, G. y Roe, H.M. (2007). A delayed climatic response to solar forcing at 2800 cal. BP: multiproxy evidence from three Irish peatlands. *The Holocene*, 17(2), 177-182.
- Syvitski, J.P. (2007). *Principles, methods and application of particle size analysis*. Cambridge University Press, 368 p.
- Tallón-Armada, R., Costa-Casais, M., Schellekens, J., Taboada Rodríguez, T., Vives-Ferrándiz Sánchez, J., Ferrer García, C. Schaad D.A., López-Sáez J.A., Yolanda Carrión Marco, Y. y Cortizas, A.M. (2014). Holocene environmental change in Eastern Spain reconstructed through the multiproxy study of a pedo-sedimentary sequence from Les Alcusses (Valencia, Spain). *Journal of Archaeological Science*, 47, 22-38.
- Tarrats, P., Rieradevall, M., González-Sampériz, P., Pérez-Sanz, A., Valero-Garcés, B. y Moreno, A. (2014). Relating actual with subfossil chironomid assemblages. Holocene habitat changes and paleoenvironmental reconstruction of Basa de la Mora Lake (Central Pyrenees). En: *EGU General Assembly Conference*. Abstracts, 16, 12285.
- Telesiński, M.M., Spielhagen, R.F. y Lind, E.M. (2014). A high-resolution Lateglacial and Holocene palaeoceanographic record from the Greenland Sea. *Boreas*. Volume 43, 2, 273285.
- Tendero Porrás, M., Ronda Femenia, A.M., Ramos Fernández, R., Ramos Molina, A., Peña Domínguez, D. y Abad Casal, L. (2014). Ciudades Romanas Valencianas. Ilici. En: M. Olcina Domènech. (ed.). *Ciudades Romanas Valencianas. Actas de las Jornadas sobre Ciudades Romanas Valencianas. Actualidad de la investigación histórico-arqueológica*. Marq, 226-243.
- Tent Manclús, J.E., Estévez Rubio, A., Soria Mingorance, J.M., Benabdeloued, N.Y.B., Corbí Sevilla, H. A., Rey Salgado, J. y Yébenes Simón, A. (2009). Registro del evento 8.2 ka en la plataforma continental de Alicante (SE, España). *Geogaceta*, 47, 97-100.
- Thomas, E.R., Wolff, E.W., Mulvaney, R., Steffensen, J.P., Johnsen, S.J., Arrowsmith, C., White, J.W.C., Vaughn, B. y Popp, T. (2007). The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*. 26, 70-81.
- Thorndycraft, V., Benito, G., Sánchez-Moya, Y. y Sopeña, A. (2012). Bayesian age modelling applied to palaeoflood geochronologies and the investigation of Holocene flood magnitude and frequency. *The Holocene*. 22(1), 3-11.
- Thorndycraft, V.R. y Benito G. (2006). Late Holocene fluvial chronology of Spain: The role of climatic variability and human impact. *Catena*, 66 (1-2), 34-41.
- Thornes, J.B. y Gilman, A. (1983): Potencial and actual erosion around archaeological sites in south-east Spain. *Catena supplement* 4, 91-113.
- Toonen, W.H., de Molenaar, M.M., Bunnik, F.P. y Middelkoop, H. (2013). Middle Holocene palaeoflood extremes of the Lower Rhine. *Hydrology Research*, 44(2).
- Tormo Cuñat, C. (2011). Arqueozoología. En: P. Torregrosa Giménez, F.J. Jover Maestre y E. López Seguí (dirs.). *Benàmer (Muro d'Alcoi, Alicante. Mesolíticos y neolíticos en las tierras meridionales valencianas*. Servicio de Investigación Prehistórica del Museo de Prehistoria de Valencia. Serie de Trabajos Varios, 112, 113-117.
- Torregrosa Giménez, P., López Seguí, E.L. y Jover Maestre, F.J. (2004). La Cova Sant Martí (Agost, Alicante) y las primeras comunidades neolíticas al sur de la cuenca del Serpis. *Recerques del Museu d'Alcoi*, (13), 9-34.
- Torregrosa Giménez, P., Jover Maestre, F.J. y López Seguí E. (dirs.) (2011). *Benàmer (Muro d'Alcoi, Alicante. Mesolíticos y neolíticos en las tierras meridionales valencianas*. Servicio de Investigación Prehistórica del Museo de Prehistoria de Valencia. Serie de Trabajos Varios, 112, 380 p.
- Torregrosa Giménez, P. y Jover Maestre, F. J. (2011). La historia ocupacional de Benàmer: un yacimiento prehistórico en el fondo de la cuenca del Río Serpis. En: P. Torregrosa Giménez, F.J. Jover Maestre y E. López Seguí (dirs.). *Benàmer (Muro d'Alcoi, Alicante. Mesolíticos y neolíticos en las tierras meridionales valencianas*. Servicio de Investigación Prehistórica del Museo de Prehistoria de Valencia. Serie de Trabajos Varios, 112, 85-103.
- Trelis, J., Molina, F., Esquembre, M.A. y Ortega, J.R. (2004). El Bronce Tardío e inicios del Bronce Final en el Botx (Crevillente, Alicante): nuevos hallazgos procedentes de excavaciones del

- salvamento. En: L. Hernández Hernández y M.S. Hernández Pérez (eds.). *La Edad del Bronce en tierras valencianas y zonas limítrofes*. Alicante, 319-323.
- Tricart, J. (1965). *Principes et Methodes de la Geomorphologie*. *Soil Science*, 100(4), 300p.
- Tripaldi, A. y Limarino, C.O. (2008). Ambientes de interacción eólica-fluvial en valles intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 15(1), 43-66.
- Tripaldi, A. Limarino., C.O., Caselli, A.T, Net, L.I. y Gagliardo, M.L. (1998). Sedimentología de arenas eólicas cuaternarias del área de Lomas de la Estancia, la provincia de La Rioja (Argentina): un ejemplo de sedimentación en campos eólicos intermontanos. *AAS Revista*, 5, 21-40.
- Trog, C., Höfer, D., Frenzel, P., Camacho, S., Schneider, H., y Mäusbacher, R. (2013). A multi-proxy reconstruction and comparison of Holocene palaeoenvironmental changes in the Alvor and Alcantarilha estuaries (southern Portugal). *Revue de Micropaléontologie*, 56(4), 131-158.
- Tsoar, H. y Pye, K. (1987). Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology*, 34(1), 139-153.
- Úbeda, X. y Sala, M. (1996). Cambios en la física del suelo e incremento de la escorrentía y la erosión tras un incendio forestal. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21, 559-576.
- Uribe Larrea, D. y Benito, G. (2008). Fluvial changes of the Guadalquivir river during the Holocene in Córdoba (Southern Spain). *Geomorphology*, 100(1), 14-31.
- Valero-Garcés, B.L. y Moreno, A. (2011). Iberian lacustrine sediment records: responses to past and recent global changes in the Mediterranean region. *Journal of Paleolimnology*, 46, 319-325.
- Van Andel, T.H., Runnels, C.N. y Pope, K.O. (1986). Five Thousands Years of Land Use and Abuse in the Southern Argolid, Greece. *Hesperia*, 103-128.
- Van Andel, T.H., Zangger, E. y Demitrack, A. (1990). Land use and soil erosion in prehistoric and historical Greece. *Journal of Field Archaeology*, 17, 279-396.
- Van der Bilt, W. G., Bakke, J., Vasskog, K., D'Andrea, W.J., Bradley, R.S. y Ólafsdóttir, S. (2015). Reconstruction of glacier variability from lake sediments reveals dynamic Holocene climate in Svalbard. *Quaternary Science Reviews*, 126, 201-218.
- Van Reeuwijk, L.P. (Ed.), 2002. *Procedures for Soil Analysis*, 6th edition. Technical Paper/ International Soil Reference and Information Centre, Wageningen, The Netherlands.
- Van Zuidam, R.A. (1975). Geomorphology and Archaeology. Evidences of interrelation at historical sites in the Zaragoza region, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 19(3), 319-328.
- Van Zuidam, R.A. (1976). Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain. Processes and land forms related to climatic changes in a large Mediterranean river basin. International Institute for the Aerial Survey and Earth Sciences (ITC), 211 p.
- Vannièrè, B., Power, M.J., Roberts, N., Tinner, W., Carrión, J., Magny, M. y Vescovi, E. (2011). Circum-Mediterranean fire activity and climate changes during the mid-Holocene environmental transition (8500-2500 cal. BP). *The Holocene*, 21(1), 53-73.
- Vaquero, M., Allué, E., Bischoff, J. L., Burjachs, F., y Vallverdú, J. (2013). Environmental, depositional and cultural changes in the Upper Pleistocene and early Holocene: the Cinglera del Capelló sequence (Capellades, Spain). *Quaternaire*, 24(1), 49-64.
- Vegas-Vilarrúbia T., González-Sampériz P., Morellón M., Gil-Romera G., Pérez-Sanz, A. y Valero-Garcés B. (2013). Diatom and vegetation responses to late glacial and early-holocene 2 climate changes at lake Estanya (southern Pyrenees, NE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 392, 335-349.
- Vera, J.A. (1983). Las zonas externas de las cordilleras Béticas. *Libro Jubilar JM Rios, Geología de España: Madrid, Instituto Geológico y Minero de España*, 218-251.
- Verdú Parra, E. (2012). La Cova d'En Pardo en época ibérica. En: *Cova d'En Pardo: arqueología en la Memoria: Excavaciones de M. Tarradell, V. Pascual y E. Llobregat (1961-1965), catálogo de materiales del Museo de Alcoy y estudios a partir de las campañas del MARQ (1993-2007) en la cavidad de Planes, Alicante*. Museu d'Alcoi y Fundación MARQ, 287-295.
- Verdasco Cebrián, C. (2001). Depósitos naturales de cueva alterados: estudio microsedimentológico de acumulaciones producidas en el neolítico valenciano por la estabulación de ovicápridos. *Cuaternario y geomorfología*, 15(3), 85-94.
- Vernet, J.L., Badal, E. y Grau, E. (1987). L'environnement végétal de l'homme au Néolithique dans le Sud-Est de l'Espagne (Valence, Alicante): première synthèse d'après l'analyse anthracologique. *Premières communautés paysannes en Méditerranée Occidentale*, 131-136.
- Verrecchia, E.P., Freytet, P., Verrecchia, K.E. y Dumont, J. (1995). Spherulites in calcrete laminar crusts: biogenic CaCO₃ precipitation as a major contributor to crust formation. *Journal of Sedimentary Research*, 65, 690-700.

- Viau, A. E., Gajewski, K., Sawada, M. C. y Fines, P. (2006). Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 111(D9). http://www.researchgate.net/profile/A_Viau/publication/228656199_Millennial-scale_temperature_variations_in_North_America_during_the_Holocene/links/02bfe50eb6b9145482000000.pdf
- Vilanova, A.E., Villaverde Bonilla, V., Zilhao, J., Sanchis Serra, A., Pérez, J.V.M., Margalef, C.R. y Bergadà Zapata, M.M. (2011). El nivel IV del abrigo de la Quebrada (Chelva, Valencia): análisis microespacial y valoración del uso del espacio en los yacimientos del Paleolítico Medio valenciano. *Mainake*, (33), 127-158.
- Villaverde, V. y Martínez Valle, R. (1995). Características culturales y económicas del Paleolítico superior en el Mediterráneo español. En: V. Villaverde (ed). Los últimos cazadores. Transformaciones culturales y económicas durante el Tardiglaciario y el inicio del Holoceno. Instituto Juan Gil Albert, Alicante, 79-118.
- Villaverde Bonilla, V., Menargues, J., Badal, E., Guillelm, P.M., Valle, R.M. y García, R. (1999). El Paleolítico superior de la Cova de les Cendres (Teulada-Moraira, Alicante): datos proporcionados por el sondeo efectuado en los cuadros A/B-17. *Archivo de Prehistoria Levantina*, 23, 9-66.
- Villaverde, V. y Martínez Valle, R. (2002). Consideraciones finales. En: R. Martínez Valle y V. Villaverde (coords.). *La Cova dels Cavalls en el Barranc de la Valltorta*. Monografías del Instituto de Arte Rupestre I, 191-202.
- Villaverde Bonilla, V., Guillem Calatayud, P.M. y Martínez Valle, R. (2009). El horizonte gráfico Centelles y su posición en la secuencia del Arte Levantino del Maestrazgo. *Zephyrus*, 59, 181-198.
- Villaverde, V., Roman, D., Martínez Valle, R., Pérez Ripoll, M., Badal, E., Bergadà, M. Guillem, P., y Tormo, C. (2010). El Paleolítico superior en el País Valenciano: Novedades y perspectivas. *Jornadas Internacionales sobre el Paleolítico superior peninsular. Novedades del Siglo XXI. Monografías del SERP*, 8, 85-113.
- Vinther, B.M., Clausen, H.B., Johnsen, S.J., Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Buchardt, S.L., Dahl-Jensen, D., Seierstand, I.K., Siggaard-Andersen, M.L., Steffensen, J.P., Svensson, A., Olsen, J. y Heinemeier, J. (2006). A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D13), 1984-2012.
- Viñals, M.J. (1991). *Evolución de la marjal de Oliva-Pego* (Tesis Doctoral, Departamento de Geografía, Universidad de Valencia).
- Visher, G.S. (1969). Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 1074–1106.
- Vita-Finzi, C. (1972). Supply of fluvial sediment to the Mediterranean during the last 20,000 years. En: *The Mediterranean Sea, a natural sedimentation laboratory*, 43-46.
- Vita-Finzi, C. (1969). *The Mediterranean valleys. Geological changes in historical times*. Cambridge Univ. Press. London, 140 p.
- Vives-Ferrándiz Sánchez, J. (2005). *Negociando encuentros. Situaciones coloniales e intercambios en la costa oriental de la península Ibérica (ss. VIII-VI aC)*. Cuad.Arqueol. Medit, 12, Barcelona.
- Vives-Ferrándiz Sánchez, J. (prensa). El siglo V a.C. en la costa oriental de la península ibérica. En: M. Botto, P. van Dommelen y A. Roppa, (coords.). *La Sardegna nel Mediterraneo occidentale dalla fase fenicia all'egemonia cartaginese: il problema del V secolo*. Convegno internazionale di studi, Santad.
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S. O., Popp, T., Steffensen, J. P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, Björck, J., Cwynar, Les C., Hughen, K., Kershaw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D.J., Nakagawa, T., Newnham, R. y Schwander, J. (2009). Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science*, 24(1), 3-17.
- Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L.C., Fisher, D.A., Long, A.J., LOWE, J.J., NEWNHAM, R.M., RASMUSSEN S.O. y Weiss, H. (2012). Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science*, 27(7), 649-659.
- Walkington, H., 2010. Soil science applications in archaeological contexts: A review of key challenges. *Earth-Sci. Rev.* 103, 122–134.

- Walkley, A. y Black, I.A. (1934). An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter, and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil science*, 37(1), 29-38.
- Wan, Z. y Wang, Z. (1994). *Hyperconcentrated Flow*. Balkema, IAHR Monograph, Rotterdam, The Netherlands, 290 p.
- Wang S., Ge, Q., Wang, F., Wem. S y Huang, J. (2013). Abrupt Climate Changes of Holocene. *Chinese Geographical Science*, 23, 1-12.
- Wang, W., Ma, Y., Feng, Z., Narantsetseg, T., Liu, K.B. y Zhai, X. (2011). A prolonged dry mid-Holocene climate revealed by pollen and diatom records from Lake Ugii Nuur in central Mongolia. *Quaternary International*, 229(1), 74-83.
- Wang, X., Dong, Z., Zhang, J., Qu, J. y Zhao A. (2003). Grain size characteristics of dune sands in the central Taklimakan Sand Sea. *Sedimentary Geology*, 161, 1-14.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., He, Y., Kong, X., An, Z., Wu, J., Kelly, M.J., Dykoski, C.A. y Li, X. (2005). The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 308 (5723), 854-857.
- Wanner, H. y Büttikofer, J. (2008). Holocene Bond Cycles: real or imaginary. *Geografie*, 4(113), 338-349.
- Wanner, H., Beer, J., Butikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U.I, Fluckiger, J., Goosef, H. Grosjean, M., Joos, F., Kuttel, M., Muller, S.A., Preticei, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M. y Widmann, M. (2008). Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1971-1828.
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P. y Jetel, M. (2011). Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 30(21), 3109-3123.
- Wanner, H., y Brönnimann, S. (2012). Is there a global Holocene climate mode. *PAGES News*, 20(1), 44-45.
- Waters, M.R. y Ravesloot, J.C. (2000). Late Quaternary Geology of the Middle Gila River, Gila River Indian Reservation, Arizona. *Quaternary Research*, 54(1), 49-57.
- Waters, M.R. (1992). *Principle of geoarchaeology: a North American perspective*. Tucson, University of Arizona Press, 398 p.
- Weiss, H., Courty, M.A., Wetterstrom, W., Guichard, F., Senior, L., Meadow, R. y Curnow, A. (1993). The genesis and collapse of third millenium north Mesopotamian civilization. *Science*, 261, 995-1003.
- Wells, S.G. y Harvey, A.M. (1987). Sedimentologic and geomorphic variations in storm-generated alluvial fans, Howgill Fells, northwest England. *Geological Society of America Bulletin*, 98(2), 182-198.
- Wentworth, C.K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 377-392.
- West, F.H. (1982). Archaeological Geology, Wave of the Future or Salute to the Past? *Quarterly Reviews of Archaeology*, 3(1), 9-11.
- Wiersma, A.P. y Renssen, H. (2006). Model–data comparison for the 8.2 kaBP event: confirmation of a forcing mechanism by catastrophic drainage of Laurentide Lakes. *Quaternary Science Reviews*, 25(1), 63-88.
- Wolf, D., Seim, A., Diaz del Olmo, F. y Faust, D. (2013a). Late Quaternary fluvial dynamics of the Jarama River in central Spain. *Quaternary International*, 302, 17, 20-41.
- Wolf, D., Seim, A. y Faust, D. (2013b). Fluvial system response to external forcing and human impact–Late Pleistocene and Holocene fluvial dynamics of the lower Guadalete River in western Andalucía (Spain). *Boreas*, 43(2), 422-449.
- Wood, W.R. y Johnson, D.L. (1978). A survey of disturbance processes in archaeological site formation. *Advances in archaeological method and theory*, 315-381.
- Woodward, J.C. y Goldberg, P. (2001). The sedimentary records in Mediterranean rockshelters and caves: archives of environmental change. *Geoarchaeology*, 16, 4, 327-354.
- Ximénez de Embún, T. (2012). Sobre la ocupación medieval y moderna de la Cova d'En Pardo. En: J.A. Soler (ed.). *Cova d'En Pardo. Arqueología en la memoria*. Fundación MARQ y Ayuntamiento de Alcoy, 297-303.
- Yanes, Y., Asta, M.P., Ibáñez, M., Alonso, M.R. y Romanek, C.S. (2013). Paleoenvironmental implications of carbon stable isotope composition of land snail tissues. *Quaternary Research*, 80(3), 596-605.
- Yanes, Y., Gómez Puche, M., Esquembre Bebia, M.A. y Fernández López de Pablo, J. (2013). Younger Dryas–early Holocene transition in the south-eastern Iberian Peninsula: insights from land snail shell middens. *Journal of Quaternary Science*, 28(8), 777-788.

- Yanes, Y., Riquelme, J.A., Cámara, J.A., y Delgado, A. (2013). Stable isotope composition of middle to late Holocene land snail shells from the Marroquifes archeological site (Jaén, southern Spain): Paleoenvironmental implications. *Quaternary International*, 302, 77-87.
- Yanes, Y., Romanek, C.S., Molina, F., Cámara, J.A. y Delgado A. (2011). Holocene palaeoenvironment (7200-4000 cal BP) of the Los Castillejos archaeological site (SE Spain) inferred from the stable isotopes of sand snail shells. *Quaternary International*, 244, 67-75.
- Yll, R., Carrión, J.S., Pantaleón, J., Dupré, M., La Roca, N., Roure, J.M. y Pérez-Obiol, R. (2003). Palinología del Cuaternario reciente en la Laguna de Villena (Alicante, España). En: *Anales de Biología*, 25, 65-72.
- Zanchetta, G., Drysdale, R. N., Hellstrom, J. C., Fallick, A. E., Isola, I., Gagan, M. K. y Pareschi, M. T. (2007). Enhanced rainfall in the Western Mediterranean during deposition of sapropel S1: stalagmite evidence from Corchia cave (Central Italy). *Quaternary Science Reviews*, 26(3), 279-286.
- Zapata, L., López-Sáez, J.A., Ruiz-Alonso, M., Linstädter, J., Pérez-Jordà, G., Morales, J., Kehl, M. y Peña-Chocarro, L. (2013). Holocene environmental change and human impact in NE Morocco: Palaeobotanical evidence from Ifri Oudadane. *The Holocene*, 23(9), 1286-1296.
- Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Lario, J., Cabero, A., Silva, P.G., Bardaji, T., Mercierf, N., Borjag, F. y Roquero, E. (2008). The coastal archives of the last 15ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. *Quaternary International*, 181(1), 72-87.
- Zazo, C. (2006). Cambio climático y nivel del mar: la Península Ibérica en el contexto global. *Cuaternario y Geomorfología*, 20(3-4), 115-130.
- Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belluomini, G., Improta, S. y Silva, P.G. (1994). Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 933-945.
- Zazo-Cardena, C., Dabrio González, C.J., Goy, J.L., Borja Barrera, F., Silva Barroso, P.G., Lario, J., Roquero, E., Bardaji, T., Cabero, A., Polo, D. y Borja Barrera, C.B. (2011). El complejo eólico de El Abalarío (Huelva). En: E. Sanjaume Saumell y F.J. Gracia Prieto (eds.). *Las dunas en España*. Sociedad Española de Geomorfología, 407-425.
- Zhang, J., Chen, F., Holmes, J. A., Li, H., Guo, X., Wang, J., Li, S., Lü, Y., Zhao, Y. y Qiang, M. (2011). Holocene monsoon climate documented by oxygen and carbon isotopes from lake sediments and peat bogs in China: a review and synthesis. *Quaternary Science Reviews*, 30(15), 1973-1987.
- Zielhofer, C., Faust, D., Baena-Escudero, R., Díaz del Olmo, F., Kadereit, A. y Moldenhauer, K.M. (2004). Centennial scale late Pleistocene to mid-Holocene synthetic profile of the Medjerda valley (Northern Tunisia). *The Holocene*, 14, 851-861.
- Zielhofer, C. y Faust, D. (2008). Mid and Late Holocene fluvial chronology of Tunisia. *Quaternary Science Reviews*, 27, 580-588.
- Zilhao, J. (1993). The spread of Agro-Pastoral Economies across Mediterranean Europe: A view from the Far West. *Journal of Mediterranean Archaeology*, 6, 5-63.
- Zilhão, J. (1997). Maritime pioneer colonisation in the early Neolithic of the west Mediterranean. Testing the model against the evidence. *Documenta Praehistorica*, 24, 19-42.